



**TRAÇAGE HYDROCHIMIQUE DES
INTERACTIONSHYDRAULIQUES ET
MECANIQUES ENTRE LES
VOLUMESPERMEABLES ET PEU PERMEABLES
AU SEIN DES AQUIFERES FRACTURES
CARBONATES**Aquifère karstique de Fourbanne
(Avant-pays jurassien, 25)Laboratoire naturel de
Coaraze (Alpes Méridionales, 06)

Arnaud Charmoille

► **To cite this version:**

Arnaud Charmoille. TRAÇAGE HYDROCHIMIQUE DES INTERACTIONSHYDRAULIQUES ET MECANIQUES ENTRE LES VOLUMESPERMEABLES ET PEU PERMEABLES AU SEIN DES AQUIFERES FRACTURES CARBONATESAquifère karstique de Fourbanne (Avant-pays jurassien, 25)Laboratoire naturel de Coaraze (Alpes Méridionales, 06). Hydrologie. Université de Franche-Comté, 2005. Français. NNT : . tel-00011213

HAL Id: tel-00011213

<https://theses.hal.science/tel-00011213>

Submitted on 15 Dec 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

Présentée à

L'U.F.R. Sciences et Techniques, Université de Franche-Comté

Pour obtenir le

GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
DE FRANCHE-COMTÉ

Spécialité : Sciences de la Terre

TRAÇAGE HYDROCHIMIQUE DES INTERACTIONS HYDRAULIQUES ET MECANIQUES ENTRE LES VOLUMES PERMEABLES ET PEU PERMEABLES AU SEIN DES AQUIFERES FRACTURES CARBONATES

Aquifère karstique de Fourbanne (*Avant-pays jurassien*, 25)
Laboratoire naturel de Coaraze (*Alpes Méridionales*, 06)

par

Arnaud CHARMOILLE

Soutenue le 16 novembre 2005 devant la Commission d'Examen :

Président	O. FABBRI	Professeur, Université de Franche-Comté
Rapporteurs	B. ANDREO	Professeur, Université de Malaga (Espagne)
	F. ZWAHLEN	Professeur, Université de Neuchâtel (Suisse)
Examineur	C. BERTRAND	Maître de conférence, Université de Franche-Comté
Directeur de thèse	J. MUDRY	Professeur, Université de Franche-Comté
Codirecteur de thèse	Y. GUGLIELMI	Maître de conférence, HDR, Université de Nice-Sophia Antipolis
Invité	J.P. METTETAL	Docteur en géologie, Hydrogéologue, DIREN Franche-Comté

REMERCIEMENTS

La source

Comment en suis-je arrivé là !? Cette aventure de thèse touchant à sa fin, c'est la première question qui me vient à l'esprit. Loin d'être un projet volontaire ou un objectif visé de longue date, le point de départ de ce travail est né de la rencontre de ma passion pour les sciences de la terre et plus particulièrement pour l'hydrogéologie, avec quelques personnages charismatiques qui ont su me donner le courage, les connaissances et les moyens matériels nécessaires pour me lancer dans ce projet et le mener à bien.

Ma première pensée va à Jean-Pierre Mettetal qui, parmi l'éventail d'enseignements qu'il m'a apporté, tant sur le plan personnel que professionnel a permis la réalisation de cette étude en y apportant le financement nécessaire par l'intermédiaire de la DIREN Franche-Comté.

Sans toi rien de tout cela ne serait arrivé. Je n'oublierai jamais nos apéros de début de soirée au Carpe Diem. Je souhaite que ce travail trouve grâce à tes yeux, quelques jours avant ton départ sur les traces de Christophe Colomb, et qu'il soit ainsi une modeste introduction au projet de tes rêves. J'espère qu'un jour et si tu le veux bien, l'occasion se présentera de m'accueillir en tant que jeune matelot novice pour faire un petit bout de chemin ensemble sur une des nombreuses mers du globe que tu as entrepris de sillonner.

Un bruit de course dans le couloir... C'est Jacques Mudry qui s'en va ou revient ? On ne se sait jamais très bien. En tant que co-directeur de thèse, il a été par son acuité scientifique un encadrant d'une grande qualité, tout en sachant trouver les mots lors des moments de découragement ou de doute, me permettant ainsi de conserver un « contrôle total » de la situation. Ce sont ses enseignements dispensés depuis la MST de géologie appliquée, qui ont éveillé, en particulier, mon intérêt pour l'hydrochimie.

Enfin, parmi les initiateurs de ce travail je remercie Yves Guglielmi, mon second co-directeur de thèse de m'avoir, le premier, sensibilisé aux problèmes scientifiques développés dans ce mémoire, et de m'avoir ainsi donné l'impulsion initiale dans la réalisation de cette étude en m'ouvrant les portes du site de Coaraze, qui est à la base des travaux présentés dans ce mémoire.

Le Jury

Je remercie tout d'abord le professeur François Zwahlen qui me fait l'honneur d'être rapporteur de ce travail ainsi que le professeur Bartolomé Andréu-Navarro, qui a accepté de relire ce mémoire et de se déplacer depuis les confins méridionaux de l'Europe pour assister à ma soutenance.

Olivier Fabbri, malgré quelques lacunes en langue anglaise, fait tout de même partie de ce jury (Ho ! C'est une blague Olivier). Sa capacité de travail démesurée, sa rigueur et son questionnement scientifique permanent, en font un collègue de travail exemplaire. Ce fut un véritable plaisir de collaborer avec lui à l'étude des interactions entre les séismes et l'hydrogéologie, et je suis heureux qu'il prenne part à ce jury.

Catherine Bertrand, qui fut ma directrice de DEA, a tenu une place plus qu'importante durant ces années de thèse. Toujours disponible, elle a assuré au mieux son rôle d'encadrante quand la vie le lui permettait. J'ai beaucoup apprécié sa compagnie lors des investigations hydrogéochimiques réalisées sur le site de Coaraze ainsi que ses compétences en hydrogéochimie lors de la phase d'interprétation.

Au Labo

Après cinq ans passés au laboratoire de Géosciences de Besançon, je m'y sens un peu comme chez moi. Etant donné que pour moi et quelques autres, le rapprochement Géosciences-Chronoéco est effectif depuis longtemps, j'ai une pensée pour l'ensemble des personnels enseignants chercheurs et IATOS de ces deux laboratoires. Côté Géosciences, je fais une bise à Serge André même si le plombier polonais lui a fait peur, il fut un voisin de bonne compagnie. Au fait Serge, moi mon prénom c'est Arnaud. Côté chrono, je ne viendrai plus embêter JD, à mon grand regret, mon maître en informatique d'après certain, et je pense que ce n'est pas faux...

Je remercie également Sophie et Marc ainsi que tous les étudiants qui ont participé au stage de Rouffiac. Vous m'avez offert une belle pause dans ma phase de rédaction, MERCI ! Je fais également un petit coucou à mes deux lascars de TER Thomas et Antoine, vous avez égayé mes derniers mois de rédaction au labo avec votre humour bien à vous, et votre motivation à travailler sur une bassine sensée représenter un aquifère.

Je n'oublierai pas Thomas Lebourg du laboratoire de Géosciences Azur qui a été d'une hospitalité exceptionnelle, et m'a offert quelques belles soirées au sein de sa petite famille, qui je l'espère va continuer à s'agrandir...

Sur le terrain

Pour moi le terrain rime avec plaisir, mais le plaisir est encore plus grand quand on est accompagné par Bruno Régent. Mon ami Bruno, il y a tellement de bons souvenirs dans les moments partagés avec toi sur le terrain. Je pense à nos soirées passées à refaire le monde dans notre piaule de Coaraze, les kilomètres avalés en J5 ou en C15 (frôlant l'explosion, ou moindre mal, l'intoxication à chaque seconde), les cols gravis avec un style de conduite si ... particulier, les sacs de ciment portés à travers le vallon de la Parre où siège notre superbe œuvre de Land Art, la chasse aux pigeons dans la rue de La Parre, les escapades à Peirra-Cava, etc..., etc...

J'ai une pensée plus qu'amicale pour Bernadette et Samy, et notamment pour leur patience face aux deux énervés, aux habitudes étranges qu'ils ont eu en pension de manière répétée et qui, il faut le dire, troublaient quelque peu la sérénité des lieux (cette « bande d'enfoirés » dicit Samy). Je garde un souvenir ému d'un petit déjeuné au foie gras pris avec vous la veille de Noël, avant de m'en retourner vers le Nord. Un grand bonjour à Clovis (notre fournisseur officiel de DivX) qui agrémentait nos séjours de découvertes musicales, toujours enrichissantes. Je pense aussi à Pascal Fenart rencontré à Coaraze et au temps passé avec lui à faire de la plomberie, c'est toujours un plaisir de te recroiser (C'est ça les chefs d'entreprise, ... on les croise).

Je n'oublierai pas Claude Gauthier et Denis Motte (GSCB), ces spéléologues passionnés, travailleurs acharnés, prêts à tout pour mieux connaître le réseau karstique de la source de Fourbanne. « Ca vous dit de passer la nuit à 40 mètres sous terre, en prélevant de l'eau tous les quarts d'heures de 20h30 à 8h00 du mat ? » Ils ont accepté ! Heureusement que Bruno était là pour les maintenir éveillés ! « Ca vous dit de descendre deux batteries de 50 kg à 40 mètres sous terre avec une descente en rappel de 20 mètres... Ha ! J'oubliais, il faut les remonter de temps en temps pour les recharger ... » Ils ont encore accepté ! En résumé, je leur dois une bonne partie des données acquises au niveau du réseau karstique de Fourbanne. MERCI ! Mais ce ne sont pas les seuls à avoir galéré, d'autres n'étaient pas sous terre mais sous la pluie cette nuit là, je pense à Sophie, Phano, Catherine, Claire et Anne-Véro. Merci à vous aussi !

Je salue également monsieur Prost, amoureux de sa source (et je le comprends) qui veille paisiblement sur elle dans son petit coin de paradis du moulin de Fourbanne. Je le remercie pour sa coopération sans faille !

Je salue également, avec la plus grande humilité, la plaque tectonique Africaine, pour son petit coup de colère du 23 février 2004. Enfin, je ne saurais terminer ce chapitre terrain sans un hommage sincère au vieux C15 qui malgré son freinage aléatoire, m'a été d'un grand secours. IL termine actuellement ces jours sous le soleil de la côte d'azur, sur un parking, à l'ombre d'un pin parasol.

Les amis

Je commencerai par celui dont l'absence se fait sentir depuis quelques mois déjà. Cette vieille racaille qui nous doit toujours deux mois et demi de loyer... On va finir par s'enfader Guilhem ! Ce furent des moments et des soirées inoubliables passés avec toi et Estelle, j'en conserverai toujours les dernières traces sonores. Alors combien de grain de riz ? Il y a Phano, nous sommes devenus amis petit à petit, il s'approprie cet homme là. Nous avons été en échange scientifique permanent à un tel point que nous arrivons aux mêmes conclusions de thèse avec des objets d'étude très différents. Réelle vérité scientifique ou effet bureau - 227L ? Et Phanette ma compagne de galère depuis le DEA, courage Titeflo tu es bientôt au bout ! C'est avec eux ainsi que Caro, Cécile et quelques autres que nos pauses café du midi en chronoéco ont pris une telle dimension !! Et ce, même si la plupart d'entre vous sont restés insensibles à mon Art... Je pense aussi à tous les étudiants de Géosciences, le tout petit (car plus petit que moi et c'est rare), sa copine Soiziquette, Emilien, Sabine, Charles, Stéphane, et Jérôme.

Et puis il y a les copines de toujours. Elise qui un jour fera des études j'en suis sûr, Cécile et Denis, Ganouche la reine de la nuit, Elo et Alex du pays de la finance, Audrey et Pierre du pays de la saucisse. Je pense aussi aux deux globe-trotters François et Ali, une thèse c'est de la job !!!! Je terminerai par la bande narco-psychédélique des pandas Rébert, Alex, Gonzo.

MERCI A TOUS !

Le cercle des proches

Sans vous je ne serais jamais arrivé jusque là.

Par la liberté que vous m'avez laissée en tant que parents, non sans une grande inquiétude parfois, vu ma fâcheuse tendance à me mettre en danger, vous m'avez permis de vivre mes passions quelles qu'elles soient et ainsi de choisir mon propre itinéraire. Vous m'avez laissé bénéficier d'une grande chance, je vous en serai à jamais reconnaissant. J'ai aussi une pensée pour mon physicien fou de frère. Je souhaite Vincent que ta passion t'apporte autant que la géologie m'a apporté, mais pense quand même à t'arrêter de travailler de temps en temps !

Je terminerai par l'amour... Elle est aussi à toi cette thèse que tu n'avais pas commandée et qui a émergé dans ta vie quand j'y suis arrivé, avec son lot d'enthousiasme et de passion mais aussi d'inquiétude et de doute. Tu as toujours toléré mes frasques de thésard aux rythmes et aux préoccupations un peu décalés, jusqu'à m'assister dans l'attente anxieuse des premières gouttes de pluie précédant les manips de crue. Il en fallait du courage pour rester compréhensive devant une moitié tournée vers le ciel 24h/24h ! Et c'est juste un exemple du rôle primordial que tu as joué dans cette aventure. J'ai aussi une pensée pour l'ensemble de ta grande famille.

Maintenant commence une nouvelle étape de vie, et j'ai l'immense bonheur de m'y engager avec toi dès le début cette fois...

Sommaire.

SOMMAIRE.....	- 1 -
INTRODUCTION GENERALE.	- 5 -
CHAPITRE 1 : PROBLEMATIQUE ET STRATEGIE D'ETUDE	- 9 -
1. LES AQUIFERES FISSURES ET LEURS PARTICULARITES	- 10 -
1.1. <i>Spécificités structurales des milieux fissurés</i>	- 11 -
1.2. <i>Conséquence sur le fonctionnement hydraulique des aquifères fissurés</i>	- 12 -
1.3. <i>La double perméabilité</i>	- 17 -
2. PROCESSUS ETUDIES ET STRATEGIE D'ETUDE	- 19 -
2.1. <i>Processus étudiés : Hydrauliques, chimiques et mécaniques</i>	- 19 -
2.1.1. L'écoulement dans les aquifères karstiques	- 19 -
2.1.2. Notions théoriques de mécanique des fluides	- 24 -
2.1.3. Hydrochimie des aquifères karstiques	- 28 -
2.1.4. Déformation et hydromécanique des aquifères karstiques.....	- 33 -
2.2. <i>Stratégie d'étude</i>	- 36 -
CHAPITRE 2 : TRAVAIL A L'ECHELLE DE LA FRACTURE OU DU GROUPE DE FRACTURES.	
LABORATOIRE NATUREL DE COARAZE.....	- 41 -
1. LE LABORATOIRE NATUREL DE COARAZE.....	- 42 -
1.1 <i>Contexte géographique et géologique régional</i>	- 42 -
1.1.1 Géographie	- 42 -
1.1.2 Géologie	- 44 -
1.2 <i>Le site laboratoire de Coaraze</i>	- 45 -
1.2.1 Lithologie et minéralogie.....	- 46 -
1.2.2 Structure et macrofracturation du Vallon de La Parre	- 48 -
1.2.3 Mésofracturation du site expérimental.....	- 50 -
1.2.4 Fonctionnement hydraulique	- 52 -
1.2.5 Instrumentation.....	- 53 -
1.2.6 Analyses chimiques	- 55 -
2. LA DOUBLE PERMEABILITE ET SES CONSEQUENCES HYDRAULIQUES.....	- 57 -
2.1 <i>Quantification de la double perméabilité d'un aquifère fracturé carbonaté</i>	- 57 -
2.2. <i>Conséquences hydrauliques d'une structure à double perméabilité.</i>	- 59 -
2.2.1. Relations hydrauliques et connectivité des réseaux de discontinuités.....	- 59 -
2.2.2. Répartition des pressions dans le milieu hétérogène lors d'oscillations de la surface piézométrique..	- 63 -
2.2.3. Capacité et zones de stockage de l'eau dans un aquifère à double perméabilité	- 65 -
2.3. <i>Conséquence sur la prise en compte des processus mécaniques et hydromécaniques</i>	- 67 -
2.3.1. Déformation des discontinuités perméables ($5,7.10^{-5} < K \text{ (m.s}^{-1}) < 2,3.10^{-4}$)	- 67 -
2.3.2. Déformation des discontinuités peu perméables ($9,0.10^{-7} < K \text{ (m.s}^{-1}) < 7,6.10^{-6}$).....	- 69 -
2.3.3. Contraste de comportement hydromécanique lié au contraste de perméabilité.....	- 72 -

2.4.	<i>Synthèse</i>	- 73 -
3.	FONCTIONNEMENT HYDROCHIMIQUE DE L'AQUIFERE DE COARAZE	- 75 -
3.1.	<i>Identification de traceurs chimiques propres à l'aquifère crétacé</i>	- 75 -
3.1.1.	Variabilité spatiale du signal hydrochimique.....	- 76 -
3.1.2.	Identification de traceurs exclusifs propres à l'aquifère crétacé	- 78 -
3.1.3.	Contrôle hydrodynamique du signal chimique de l'aquifère.....	- 81 -
3.2.	<i>Conséquences sur la compréhension du fonctionnement général de l'aquifère jurassique-crétacé.</i>	- 84 -
4.	ANALYSE DETAILLEE DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOCHIMIQUE DE L'INTERFACE ZONE NON-SATUREE/ZONE SATUREE.....	- 88 -
4.1.	<i>Protocole expérimental</i>	- 89 -
4.2.	<i>Investigation hydrochimique à l'échelle de la fracture et du groupe de fractures</i>	- 91 -
4.2.1	Hétérogénéité hydrochimique du réservoir liée aux contrastes de perméabilité	- 91 -
4.2.2	Comportement hydrochimique d'un joint de stratification.....	- 93 -
4.2.3	Mise en évidence de la double perméabilité par le traçage hydrochimique	- 99 -
4.3	<i>Discussion</i>	- 102 -
4.3.1	Contrôle de la perméabilité sur l'hydrochimie	- 102 -
4.3.2	Validation et confirmation du modèle de double perméabilité par traçage hydrochimique	- 107 -
4.3.3	Conséquences sur le fonctionnement d'un aquifère à double perméabilité	- 109 -
5	CONCLUSION	- 111 -
CHAPITRE 3: TRAVAIL A L'ECHELLE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE AQUIFERE DE LA SOURCE DE FOURBANNE		- 115 -
1.	PRESENTATION DE LA SOURCE DE FOURBANNE	- 116 -
1.1	<i>Contexte géographique</i>	- 116 -
1.2	<i>Contexte Géologique</i>	- 118 -
1.2.1.	Contexte géologique régional	- 118 -
1.2.2.	Contexte géologique local	- 122 -
1.3	<i>Le bassin versant de la source de Fourbanne</i>	- 124 -
1.4	<i>Instrumentation du bassin versant et de l'aquifère de la source de Fourbanne</i>	- 136 -
1.4.1.	Surface.....	- 138 -
1.4.2.	Zone non-saturée	- 138 -
1.4.3.	Source (sortie de la zone saturée)	- 139 -
1.5	<i>Bilan hydrogéologique</i>	- 140 -
2	PROTOCOLE EXPERIMENTAL	- 143 -
2.1	<i>Etude du premier épisode de crue "Crue I"</i>	- 143 -
2.2	<i>Etude du second épisode de crue "Crue 2"</i>	- 144 -
3	APPORT DE L'ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE DE FOURBANNE SUR LA RELATION CONDUIT/ZONES PEU PERMEABLES.	- 146 -
3.1	<i>Asynchronisme du transit des volumes d'eau et de l'onde de crue.</i>	- 146 -
3.1.1.	Evolution des hauteurs d'eau lors d'un épisode pluvieux.....	- 146 -
3.1.2.	Transit des traceurs dans l'aquifère	- 148 -

3.1.3.	Séparation hydraulique du transfert de l'onde de crue et du transfert de masse	- 151 -
3.1.4.	Identification d'une anomalie spatiale de la base imperméable de l'aquifère	- 154 -
3.1.5.	Identification de la zone saturée de l'aquifère et de ses conséquences hydrodynamiques.....	- 157 -
3.2	<i>Contrôle hydrodynamique du conduit sur l'écoulement des zones moins perméables.....</i>	- 160 -
3.2.1	Restitution de la rhodamine	- 160 -
3.2.2	Contrôle de la restitution de la rhodamine par la pression d'eau dans le conduit.....	- 161 -
3.2.3	Interactions hydrauliques entre le conduit et les zones moins perméables qui l'entourent en milieu saturé.	- 166 -
4	APPORT DE L'ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOCHIMIQUE DE L'AQUIFERE DE FOURBANNE AUX MODALITES D'ECHANGES ENTRE LE CONDUIT ET LES ZONES PEU PERMEABLES.....	- 169 -
4.1	<i>L'aquifère de Fourbanne, un aquifère superficiel de la Vallée du Doubs, à faible temps de séjour</i>	- 169 -
4.1.1	Situation hydrochimique régionale	- 169 -
4.1.2	Temps de séjour de l'eau de l'aquifère	- 171 -
4.2	<i>Signal chimique contrasté de la source de Fourbanne</i>	- 173 -
4.3	<i>Origine des volumes d'eau à l'exutoire</i>	- 175 -
4.3.1	Le signal chimique d'origine superficielle : spatialisation de l'infiltration	- 177 -
4.3.2	Signal chimique caractéristique de la zone noyée.....	- 185 -
4.4	<i>Evolution du signal hydrochimique dans le conduit de l'amont jusqu'à l'exutoire</i>	- 188 -
4.4.1	Comportement des éléments d'origine superficielle.....	- 188 -
4.4.2	Apport des éléments caractéristiques de l'aquifère	- 190 -
4.5	<i>Traçage hydrochimique des interactions entre le conduit et les volumes peu perméables de la zone saturée.....</i>	- 193 -
4.6	<i>Interaction entre le conduit et les volumes peu perméables au sein de la zone non-saturée. -</i>	- 200 -
5	CONCLUSION	- 204 -

CHAPITRE 4 : TRAÇAGE HYDROCHIMIQUE DES MODIFICATIONS HYDRAULIQUES INDUITES PAR LA DEFORMATION D'UN AQUIFERE KARSTIQUE - 207 -

1.	INTRODUCTION	- 208 -
2.	VARIATION DE PERMEABILITE POST-SISMIQUE DE L'AQUIFERE DE FOURBANNE	- 209 -
2.1	<i>Description de l'évènement sismique et du signal hydrochimique</i>	- 209 -
2.1.1.	Le séisme de Besançon	- 209 -
2.1.2.	Le signal de conductivité électrique post sismique	- 210 -
2.2	<i>Etat de l'art.....</i>	- 214 -
2.2.1.	Mécanismes liés aux fluides de la zone de faille	- 216 -
2.2.2.	Changement des propriétés hydrauliques de l'aquifère.....	- 217 -
2.3	<i>Interprétation hydrogéologique du signal post-sismique.....</i>	- 219 -
2.3.1.	Origine hydrogéologique du signal post-sismique	- 219 -
2.3.2.	Calcul du volume excédentaire écoulé des zones peu perméables.....	- 223 -
2.4	<i>Discussion des mécanismes sismo-tectoniques possibles.....</i>	- 225 -
2.4.1.	Expulsion d'eau liée au passage de l'onde sismique	- 225 -
2.4.2.	Expulsion d'eaux "profondes"	- 228 -
2.4.3.	Amélioration de perméabilité liée aux variations de contraintes crustales.....	- 228 -

2.5	<i>Conclusion</i>	- 230 -
3.	DEFORMATION DE L'AQUIFERE A LA SUITE D'UN EPISODE PLUVIEUX	- 232 -
3.1.	<i>Enregistrement de "crues chimiques" dans l'aquifère de Fourbanne</i>	- 232 -
3.2.	<i>Origine des anomalies de conductivité électrique</i>	- 234 -
3.2.1.	Les précipitations, phénomène déclencheur	- 234 -
3.2.2.	Eau à long temps de séjour	- 235 -
3.2.3.	Origine des "crues chimiques"	- 236 -
3.3	<i>Hypothèses sur les mécanismes mis en jeu</i>	- 237 -
3.3.1	Déformations des aquifères karstiques à la suite d'épisodes pluvieux	- 237 -
3.3.2	Mécanisme mis en jeu à Fourbanne	- 238 -
4.	CONCLUSION	- 243 -
	CONCLUSION GENERALE.	- 245 -
	BIBLIOGRAPHIE.	- 251 -
	LISTE DES FIGURES ET DES TABLES.	- 263 -
	LISTE DES FIGURES.....	- 263 -
	LISTE DES TABLEAUX	- 269 -
	ANNEXES.	- 271 -

Introduction générale.

Les aquifères karstiques appartiennent à la famille des aquifères fracturés. Au sein de ces réservoirs existent des processus d'écoulement complexes qui sont la conséquence directe des contrastes de perméabilité affectant ces milieux hétérogènes. *L'étude du karst a souvent été abordée d'un point de vue "spéléocentrique" (Bakalowicz, 1979)*, de par la facilité d'accès au cœur de la zone non-saturée de l'aquifère par l'intermédiaire du réseau de conduits karstiques. Cet accès reste toutefois limité dans l'espace et sélectif en terme de fonctionnement de l'aquifère, l'investigation se limitant aux zones très perméables et à la limite supérieure de la zone saturée.

Bien que les méthodes hydrogéologiques classiques soient adaptées à la compréhension de ce type d'aquifère, l'approche "*karstologique*" a perduré pendant de nombreuses années, sans doute du fait de leur complexité. Ce type d'approche séparait clairement les écoulements liés au réseau de drainage constitué par les conduits et l'écoulement lié aux zones moins perméables entourant les conduits karstiques. Aucune interaction entre ces deux entités hydrogéologiques n'était envisagée (*White, 2002*), les observations se limitant aux observations ponctuelles faites lors d'explorations spéléologiques.

Bien que l'hydrogéologie actuelle aborde l'aquifère karstique dans son ensemble, l'accès aux différents compartiments des aquifères karstiques reste problématique. L'accès aux zones peu perméables ne peut se faire que par l'intermédiaire de forages ou d'ouvrages souterrains, qui fournissent des informations ponctuelles souvent difficile à extrapoler au reste de l'aquifère et à relier entre elles. Ces limitations découlent de l'hétérogénéité du milieu résultant de sa fracturation pluriscale.

Les réseaux de fractures présentent couramment un caractère self-similaire (*Darcel, 2002*), c'est-à-dire qu'ils semblent identiques à différentes échelles d'observation. *Berkowitz (2002)* recommande "*avant tout travail d'acquisition de données, de modélisation, ou de construction de modèle conceptuel de fonctionnement, de garder en tête le problème récurrent de l'échelle.*"

Dans notre cas, il convient donc de choisir une stratégie d'étude qui prenne en compte la variabilité d'échelle qui affecte les aquifères de type fracturé de manière à ne pas occulter une ou plusieurs entités fonctionnelles des aquifères karstiques.

L'écoulement de l'eau dans un milieu souterrain fracturé est dépendant de processus hydrauliques, chimiques, thermiques et mécaniques (*Guglielmi, 1999*). La prise en compte de ces différents mécanismes à différentes échelles semble donc indispensable à une bonne compréhension du fonctionnement global de ce type d'aquifère.

Jeannin et Grasso, (1995) puis *Jeannin (1996)* étudient les relations entre les volumes de roches peu perméables et les conduits perméables au sein d'un aquifère karstique. Pour ce faire, ils utilisent des mesures hydrauliques (débits, niveau piézométrique de forage, analyse d'hydrogrammes, ou encore des traçages artificiels) ainsi que des modèles numériques d'écoulement. Au cours de l'étude qui constitue le propos de ce mémoire, des objets similaires vont être étudiés en adoptant une approche hydrogéochimique. En effet, le signal chimique porté par l'eau d'un aquifère est influencé par la nature, la structure et le comportement de l'eau dans ce dernier. L'analyse du signal chimique permet de retracer le comportement des volumes d'eau dans l'aquifère. Cette méthodologie que l'on désigne sous le terme de "traçage naturel" (*Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Emblanch, 1997; Plagne, 1997; Batiot, 2002; Maloszewski et al., 2002; Mudry et al., 2002; White, 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*), va nous permettre d'étudier à plusieurs échelles le comportement hydraulique des aquifères karstiques libres. Les investigations menées au cours de cette étude ont été ciblées sur les interactions hydrauliques hydrochimiques et mécaniques intervenant entre les zones perméables et peu perméables d'un aquifère karstique, à différentes échelles, dans la zone saturée et la zone non-saturée des aquifères karstiques. L'objectif de cette étude est de répondre aux questions suivantes:

- Des zones de perméabilité différentes ont-elles une signature chimique différente? L'étude hydrochimique d'un aquifère autorise-t-elle une résolution suffisante pour détecter les échanges entre les compartiments de perméabilité contrastée au sein d'un aquifère karstique?
- Quels sont les paramètres propres à l'aquifère qui régulent ces échanges, et quelles conséquences ont-ils sur le transfert des polluant de la zone d'infiltration jusqu'à la source ?
- Quelle est l'influence des variations de conditions hydrodynamiques à l'échelle de l'aquifère sur les modalités d'échanges entre zones perméables et zones peu perméables?

-
- Enfin, des variations de perméabilité sous l'effet de contraintes mécaniques ou hydromécaniques peuvent-elles entraîner une variation de la signature hydrochimique d'un aquifère de type karstique?

L'étude s'est déroulée en deux phases selon une approche pluriscale. Dans un premier temps, des investigations ont été menées à l'échelle de la fracture et du groupe de fracture. Ces travaux ont été réalisés sur le site de Coaraze (France, Alpes Maritimes, 06) qui a déjà été l'objet de nombreuses études et dont l'instrumentation lui confère des caractéristiques qui en font "un site laboratoire".

Durant la seconde phase de l'étude, l'aquifère karstique a été abordé dans son ensemble. Le site choisi est l'aquifère de la source de Fourbanne (France, Doubs, 25). Ce site a été instrumenté de manière à étudier le comportement des volumes d'eau infiltrés en surface, lors de leur traversée de la zone non-saturée puis de la zone saturée.

Notre objectif final est de cerner les mécanismes qui ont lieu à l'échelle de la fracture ou du groupe de fractures et de les intégrer dans l'étude globale d'un aquifère karstique. Cette démarche originale a notamment permis la mise en évidence de processus rarement observés au sein d'aquifères karstiques libres, qui seront développés tout au long de ce mémoire.

Le premier chapitre présente les particularités des aquifères fracturés carbonatés. L'hétérogénéité structurale de ce type de réservoir a des conséquences hydrauliques, chimiques et mécaniques. La stratégie d'étude adoptée découle de ces particularités.

Les travaux réalisés à l'échelle d'un groupe de fractures sont abordés dans le second chapitre. L'influence des contrastes de perméabilité sur l'évolution chimique de l'eau va y être étudiée ainsi que l'effet des déformations sur l'écoulement des secteurs perméables et peu perméables. Les relations hydrauliques ainsi que le transport réactif entre les volumes perméables et peu perméables de la zone saturée de l'aquifère karstique sont étudiées à l'échelle de l'aquifère, dans le troisième chapitre qui présente les conséquences de ces échanges sur les transferts d'éléments chimiques d'origine anthropique.

Différents modèles conceptuels établis au cours des chapitres précédents sont utilisés dans le quatrième chapitre pour interpréter la déformation transitoire d'origine sismique d'un aquifère karstique.

Chapitre 1 : Problématique et stratégie d'étude

Ce chapitre s'attache à introduire la problématique de l'étude. Il se compose d'une description du fonctionnement des aquifères fissurés et plus particulièrement des aquifères karstiques faite de manière simple et non exhaustive. Cette première partie a pour objectif d'étayer la stratégie d'étude adoptée et de définir le cadre du travail réalisé. Une description plus précise des bases théoriques et bibliographiques sera faite plus en avant lorsque l'interprétation des phénomènes étudiés le nécessitera.

1. Les aquifères fissurés et leurs particularités

En premier lieu il convient de définir clairement la notion d'aquifère, avant de s'intéresser à la catégorie particulière des aquifères fissurés, fracturés ou encore karstiques.

On entend par aquifère *"un corps (couche, massif) de roche perméable comportant une zone saturée (ensemble du milieu solide et de l'eau contenue) suffisamment conducteur d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantités d'eau appréciable. Un aquifère peut comporter une zone non saturée"* (De Marsily, 1981).

Il apparaît dans cette définition les termes majeurs de compréhension du fonctionnement des eaux souterraines. En effet, la notion de perméabilité qui sera abordée sous différents aspects dans ce mémoire, est présente comme condition *sine qua non* pour définir l'aquifère. Un aquifère est un *"corps perméable"*, cette perméabilité doit être suffisante, *"suffisamment conducteur"*, pour permettre l'écoulement.

L'écoulement apparaît comme étant le second concept pour parler d'aquifère, il est intimement lié à la notion de conductivité du milieu et donc de perméabilité. De plus les différents types d'écoulements sont abordés. L'écoulement peut avoir lieu au sein d'une *"zone saturée"* ou *"non saturée"*.

Des interactions de nature différente (chimique, mécanique, etc...) peuvent intervenir, entre l'eau et la roche. L'aquifère est l' *"ensemble du milieu solide et de l'eau contenue"*.

Enfin, *De Marsily (1981)* rend indissociable la notion de ressources en eau et le terme d'aquifère.

Le rôle de l'hydrogéologue va donc être d'améliorer la compréhension du comportement des eaux souterraines au sein de l'aquifère. Il dispose pour cela de nombreux outils appartenant à différents domaines scientifiques.

La première discipline indispensable sans laquelle l'hydrogéologue ne pourra comprendre le milieu étudié est la géologie. Elle structure l'aquifère (le contenant), l'étude de la structure géologique permet de reconstituer *"l'architecture"* d'un aquifère.

L'eau (le contenu) est issue de la surface terrestre. La climatologie, l'hydrologie de surface seront donc nécessaires à l'hydrogéologue pour comprendre le signal d'entrée de l'aquifère étudié.

Enfin, *"l'étude des interactions entre le contenant et le contenu fait appel à de nombreuses disciplines comme la physique, la chimie ou encore la biologie"* (Gilli et al., 2004). Il ne sera pas fait appel à cette dernière dans le présent mémoire.

1.1. Spécificités structurales des milieux fissurés

L'aquifère fissuré est un milieu discontinu et anisotrope. Il se caractérise physiquement par un réseau de discontinuités affectant un massif rocheux, le plus souvent très peu perméable du point de vue de la matrice rocheuse saine (**Fig. 1. 1**) (Witherspoon et Gale, 1977; Rutqvist, 1995b; Berkowitz, 2002; White, 2002; Gilli et al., 2004). La figure ci-dessous illustre l'hétérogénéité structurale d'un milieu fracturé. On distingue clairement des blocs compacts découpés et limités par un réseau structuré de discontinuités (**Fig. 1. 1a**). L'aquifère peut être affecté par plusieurs familles de discontinuités de direction et d'orientation variables (**Fig. 1. 1b**). On entend par discontinuités, un espace vide limité par deux surfaces rocheuses irrégulières (**Fig. 1. 2**) (Fenart, 2002). Les milieux fracturés sont en terme de lithologie constitués de roches de socle ou de roches sédimentaires.

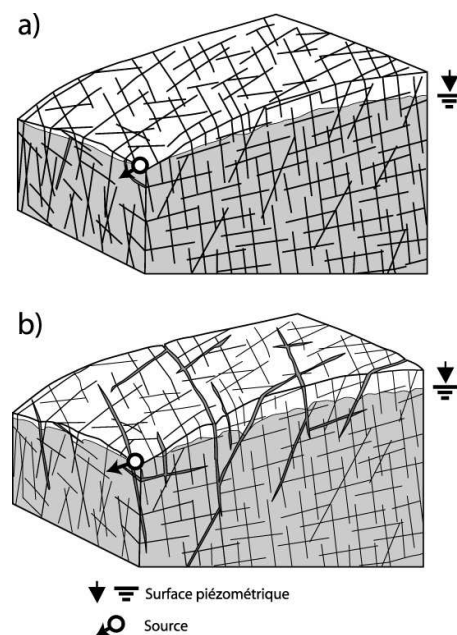


Fig. 1. 1. : Hétérogénéité des milieux fissurés et fracturés (OFEG, 2003)

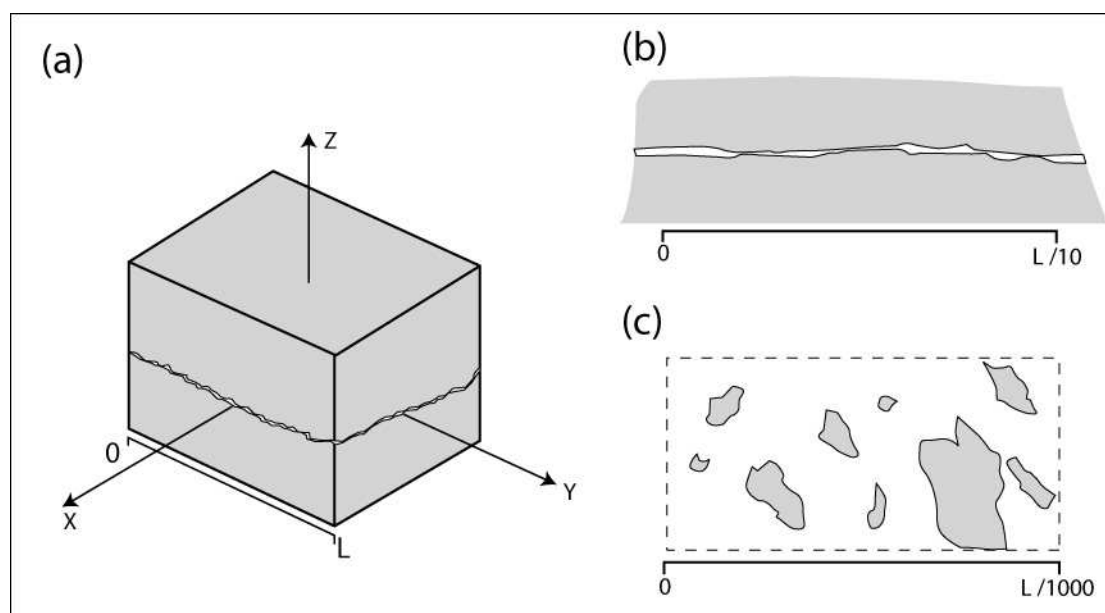


Fig. 1. 2. : Géométrie d'une fracture (a) bloc 3D, (b) coupe X-Z, (c) coupe X-Y, (Fenart, 2002)

Les différentes familles de discontinuités se distinguent par leur orientation, leur direction, leur ouverture, leur densité, ainsi que par leur nature, ou encore leur origine géologique (Berkowitz, 2002). Ces discontinuités sont héritées de l'histoire géologique du massif rocheux considéré. On peut les partager en deux groupes : les discontinuités liées au mode de dépôt du sédiment, dites discontinuités de type lithologique (joint de stratification, variation de faciès etc....) et les discontinuités héritées de l'histoire tectonique du massif, dites discontinuités mécaniques (failles, fractures, joints tectoniques, fentes de tension, stylolites, etc....) (Ford et Williams, 1992). Les propriétés hydrauliques de ces différents réseaux sont liées à leur origine génétique. En effet, il apparaît que la genèse et l'évolution d'une discontinuité lui donne des propriétés hydrauliques propres, communes à toutes les discontinuités de la même famille (Fenart, 2002).

1.2. Conséquence sur le fonctionnement hydraulique des aquifères fissurés

L'écoulement dans les aquifères de type fissuré est dirigé par le réseau de discontinuités, le contraste de perméabilité entre les blocs de roche saine et le réseau de fracturation étant le plus souvent très élevé. En terme d'hydraulique, cette structuration particulière de l'écoulement implique l'utilisation de concepts et de lois physiques différentes de celles utilisées dans le cas d'aquifères poreux.

Henri Darcy en 1856 définit K la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$], liée à la perméabilité intrinsèque du milieu k [L^2], ainsi qu'aux propriétés du fluide.

$$K = k \cdot \frac{\gamma}{\eta} = k \cdot \frac{\rho \cdot g}{\eta} \quad (1)$$

avec γ poids volumique du fluide [$M.L^{-2}.T^{-2}$], ρ sa masse volumique [$M.L^{-3}$] et η sa viscosité dynamique [$M.L^{-1}.T^{-1}$]. L'équation de Darcy s'applique à une masse d'eau percolant à travers une colonne de sable, elle n'est donc pas directement applicable dans le cas d'un écoulement d'eau dans une fracture ou une fissure.

La loi "cubique" version développée de l'équation de Navier-Stokes (équation de conservation de quantité de mouvement) décrit le débit d'eau avec un profil de vitesse parabolique dans une fracture, que l'on assimile idéalement à deux plans parallèles lisses (Louis, 1974; Witherspoon et al., 1980; Barton et al., 1985; Brown, 1987; Thompson et Brown, 1991; Oron et Berkowitz, 1998; Berkowitz, 2002):

$$Q = \frac{1}{12 \cdot \eta} \cdot \left(-\frac{\partial p}{\partial x} \right) \cdot e^3 \quad (2)$$

où Q est le débit d'eau par unité de longueur [$L^3.T$], (dp/dx) est le gradient de pression de fluide dans la direction d'écoulement (loi de Darcy), η [$M.L^{-1}.T^{-1}$] la viscosité dynamique du fluide, et e [L] l'ouverture hydraulique de la fracture.

Dans le cas d'un aquifère poreux, l'équation de Darcy explique le débit traversant une colonne de matériaux par l'équation suivante :

$$Q = K \cdot A \cdot L \cdot \frac{H}{L} \quad (3)$$

avec L [L] représentant la hauteur d'une colonne de sable, H [L] la différence de pression entre le haut et le bas de la colonne de sable et A [L^2] la section de la colonne. H/L étant le gradient hydraulique affecté à la colonne. La conductivité hydraulique K représente donc un

facteur qui, multiplié par le gradient hydraulique, permet de connaître le débit d'eau s'écoulant d'une colonne de matériaux poreux. Il est possible de relier la conductivité hydraulique K de Darcy à l'ouverture hydraulique e (loi cubique) d'une fracture (*Witherspoon et al., 1980; Lee et Cho, 2002*). Dans ce cas, la perméabilité ou conductivité hydraulique dépend du cube de l'ouverture hydraulique de la fracture (*Berkowitz, 2002; Darcel, 2002; Lee et Cho, 2002*). A gradient hydraulique égal, l'écoulement dans deux fractures différentes est donc directement dépendant de l'ouverture hydraulique. La perméabilité d'une fracture est fonction de son ouverture hydraulique e qui détermine sa capacité à laisser s'écouler le fluide.

Cependant, les deux épontes d'une fracture ne sont pas régulières. La rugosité des deux épontes de la fracture, n'est pas prise en compte dans la loi cubique (*Louis, 1974; Witherspoon et al., 1980; Barton et al., 1985; Brown, 1987; Thompson et Brown, 1991; Oron et Berkowitz, 1998; Berkowitz, 2002*). Or son action sur l'écoulement est évidente, en particulier dans le cas de fractures à ouvertures hydrauliques faibles, l'écoulement se trouve chenalisé dans le plan de fracturation (**Fig. 1. 2b et Fig. 1. 2c**). Le terme d'ouverture hydraulique équivalente a donc été introduit de manière à tenir compte de l'anisotropie de surface qui affecte les deux plans d'une discontinuité (**Fig. 1. 3**).

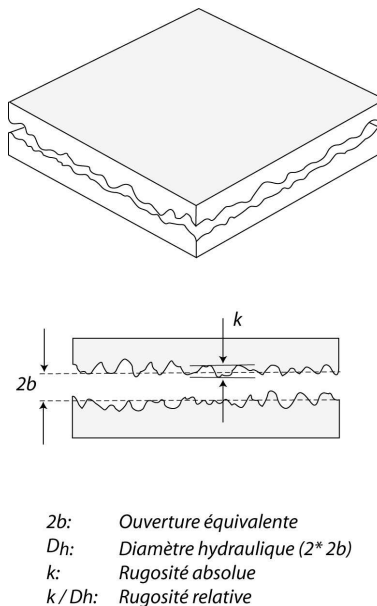


Fig. 1. 3. Facteurs géométriques caractérisant le comportement hydraulique de deux plans parallèles rugueux (*Aydin, 1997; Aydin, 2001*)

Les paramètres décrivant le comportement hydraulique d'une discontinuité rocheuse rugueuse sont donc les suivant : K/D_h permet de définir la rugosité relative d'une fracture, k étant la

rugosité absolue de la discontinuité considérée et D_h le diamètre hydraulique de la fracture, D_h étant égal à $(2 \cdot 2b)$, $2b$ représentant l'ouverture équivalente du plan de fracturation (**Fig. 1.3.**). La loi cubique peut donc s'écrire (*Schlichting, 1979; Witherspoon et al., 1980*) :

$$Q = \frac{1}{f} \cdot \frac{g(2b)^3}{12\nu} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \quad (4)$$

en tenant compte d'un facteur de friction f et de l'ouverture hydraulique équivalente $2b$.

Les forces de frottement f ignorées dans l'équation (1) jouent un rôle majeur dans l'hydraulique d'une fracture naturelle. En effet, l'écoulement de l'eau dans une fracture peut être de deux types, laminaire ou turbulent. L'écoulement laminaire définit un écoulement où les particules du fluide se déplacent suivant des lignes parallèles qui ne se mélangent pas. Dans le cas d'un écoulement turbulent, les trajectoires des particules sont irrégulières, les vitesses des particules ont des composantes transversales dues aux forces de frottement qui sont dues à la viscosité du fluide. La limite entre ces deux types d'écoulement est définie par le nombre de Reynolds (Re):

$$Re = \frac{U \cdot D_h}{\nu} = \frac{Q \cdot D_h}{S \cdot \nu} = \frac{Q \cdot 4R_h}{S \cdot \nu} \quad (5)$$

ν = coefficient de viscosité cinématique [$m^2 \cdot s^{-1}$],

U = vitesse moyenne [$m \cdot s^{-1}$],

Q = débit [$m^3 \cdot s^{-1}$],

R_h = rayon hydraulique [m], R_h = section d'écoulement / périmètre mouillé,

S = section [m^2],

$D_h = 4R_h$ = diamètre hydraulique (dans les conduites circulaires, D_h est le diamètre [m],

- Si $Re < 2000$ le régime d'écoulement est laminaire,
- Si $Re > 2000$ le régime d'écoulement est turbulent,
- Si $1900 < Re < 2320$ on se trouve dans le domaine des valeurs critiques du nombre de Reynolds, à la transition entre régime laminaire et turbulent.

Suivant le type d'écoulement et la rugosité de la discontinuité considérée, on peut définir différents domaines d'écoulements. Chaque domaine d'écoulement est régi par une loi de comportement spécifique au domaine (**Fig. 1.4, Fig. 1.5**).

REGIME D'ECOULEMENT	LAMINAIRE	
RUGOSITE RELATIVE	$k/D_h \leq 0.033$	$k/D_h > 0.033$
COMPORTEMENT HYDRAULIQUE	LISSE	
FACTEUR DE FRICTION (f)	$\frac{96}{Re} f$ (Poiseuille)	$\frac{96}{Re} f$ (Louis L)
FACTEUR DE MODIFICATION DE CONDUCTIVITE	$f=1$	$f=1+8.8 (k/D_h)^{1.5}$

REGIME D'ECOULEMENT	TURBULENT		
RUGOSITE RELATIVE	$k/D_h \leq 0.033$	$k/D_h > 0.033$	
COMPORTEMENT HYDRAULIQUE	LISSE	RUGOSITE COMPLETE	
FACTEUR DE FRICTION (f)	$0.316 Re^{-0.25}$ (Blasius)	$\left[2 \log \frac{3.7}{(k/D_h)} \right]^{-2}$ (Nikuradse)	$\left[2 \log \frac{1.9}{(k/D_h)} \right]^{-2}$ (Louis T)

Fig. 1. 4. Domaines de validité des lois d'écoulement, dans les fractures ouvertes et rugueuses, délimités par la rugosité relative K/D_h en fonction du nombre de Reynolds critique déterminé par les facteurs de friction de la figure 1.5 (Aydin, 1997; Aydin, 2001)

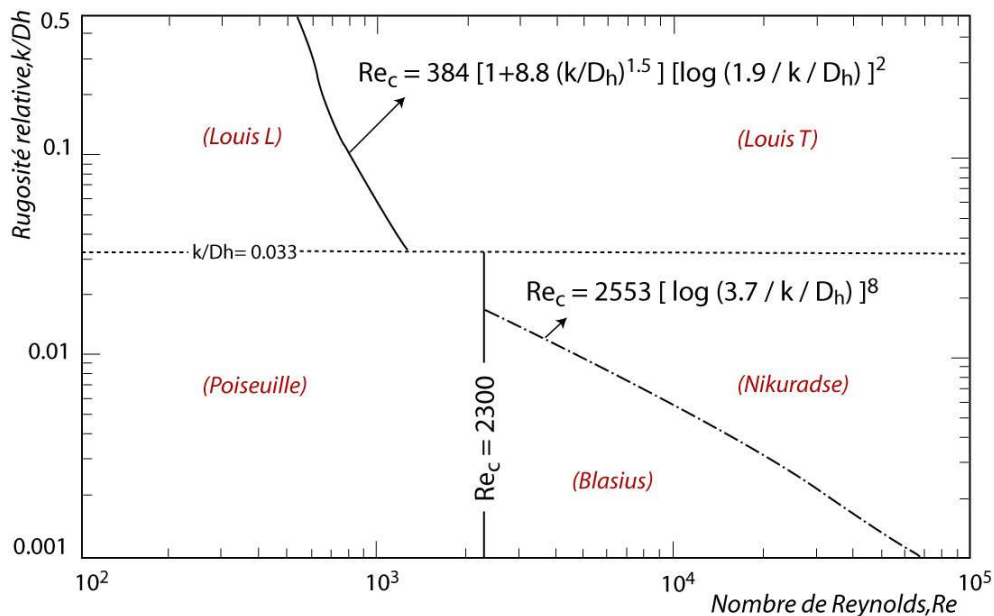


Fig. 1. 5. Modification des facteurs de conductivité et de friction dans les domaines délimités par la figure 1. 4 (Louis, 1974)

Toute la difficulté d'appréhension de l'écoulement au sein d'une discontinuité rocheuse réside donc dans l'évaluation de l'ouverture hydraulique équivalente qui déterminera le type de comportement hydraulique de la discontinuité étudiée. Plusieurs méthodologies : statistique métrologique ou numérique tentent de relier les propriétés hydrauliques d'une fracture et notamment son ouverture hydraulique équivalente à la morphologie de l'espace des vides de cette même discontinuité rocheuse.

Il faut noter que les différentes notions d'hydraulique décrites ci-dessus, s'appliquent à des fractures dont l'espace entre les deux plans est vide et par conséquent ne tiennent pas compte de l'état de remplissage de la fracture. En effet dans le milieu naturel, il faut le plus souvent déplorer la présence d'argile et de minéralisation jouant aussi un rôle dans l'écoulement. De plus, dans le cas de discontinuités à ouvertures hydrauliques très faibles, les deux plans présentent des surfaces de contact formant un réseau de chenaux, pouvant conduire à des "bras morts". L'influence sur l'écoulement de ce type de structure est difficilement évaluable.

1.3. *La double perméabilité*

Qu'en est-il du comportement hydraulique d'un groupe de fractures ? La perméabilité d'un aquifère ne dépend pas seulement de la perméabilité de l'ensemble des fractures prises individuellement. Un autre paramètre important dans l'hydraulique d'aquifère fissuré est la connectivité des fractures (*Berkowitz, 2002*). Une famille de fractures d'une perméabilité donnée ne jouera aucun rôle hydraulique sans la présence de connections entre les différentes discontinuités. La perméabilité globale d'un aquifère fissuré est donc dépendante du degré de connections entre les différents réseaux de fracturations (*Berkowitz, 2002*), de la même manière que l'est une structure poreuse et le degré de connexion entre ses pores. Cependant, l'ouverture hydraulique de chaque famille de discontinuités varie du fait de sa morphologie elle-même héritée de son mode de genèse. Ainsi, les aquifères fissurés peuvent aller d'une relative homogénéité lorsqu'ils sont affectés par des familles de discontinuités à rôle équivalent, jusqu'à une double perméabilité avec des discontinuités peu perméables, connectées par des accidents plus transmissifs (**Fig. 1. 1b**). Une hétérogénéité de structure, l'intersection multi-échelle de différents réseaux de fracturation, conduit à une hétérogénéité de comportements hydrauliques. La première manifestation de cette hétérogénéité de structure est un contraste de perméabilité appelé double perméabilité (*Guglielmi et Mudry, 2001*) (**Fig. 1. 6**).

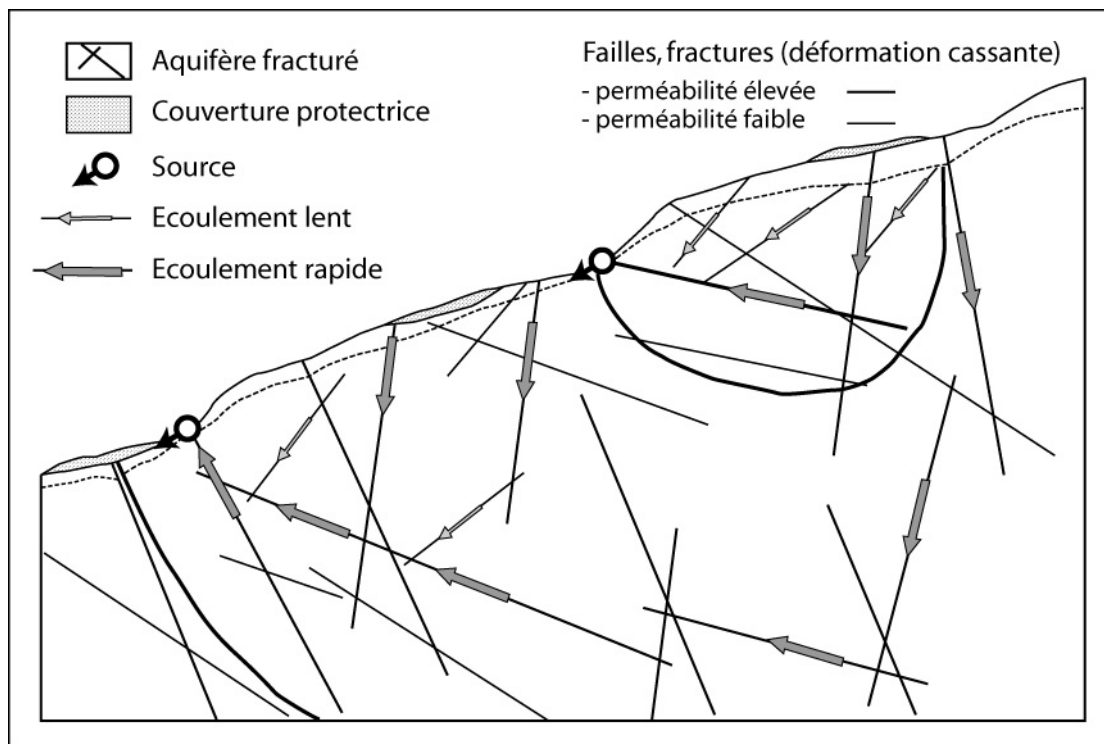


Fig. 1. 6. Double perméabilité du milieu fracturé ou fissuré (Gilli et al., 2004)

Dans le cas des aquifères karstiques, le phénomène de double perméabilité est poussé à l'extrême. En effet, les processus de karstification, conséquence de la solubilité des roches calcaires face aux eaux de pluie induit la formation de discontinuités extrêmement perméables qui se retrouvent en connexion avec des discontinuités peu perméables. Dans ce type de milieux, certains auteurs vont même jusqu'à parler de perméabilité triple (White, 2002).

2. Processus étudiés et stratégie d'étude

2.1. Processus étudiés : Hydrauliques, chimiques et mécaniques

2.1.1. L'écoulement dans les aquifères karstiques

On peut distinguer deux grands types d'aquifères karstiques. Les systèmes karstiques de type unaire et les systèmes de type binaire. Ces deux types de systèmes se différencient par le mode d'infiltration de l'eau en surface. Dans les systèmes unaires, l'aquifère est uniquement alimenté de manière diffuse, l'impluvium de l'aquifère correspond à la surface de roche perméable affleurante. Dans le cas d'un aquifère de type binaire, deux types d'infiltrations interviennent. On trouve un mode d'infiltration direct par l'intermédiaire de pertes alimentées par des cours d'eau de surface ayant circulé sur des terrains exogènes et une infiltration de type diffus correspondant au mode d'infiltration d'un karst unaire. Dans ce type de configuration, le réseau de drainage karstique est beaucoup plus développé vers l'amont de l'aquifère et traverse tout la masse carbonatée. Cependant, cette classification reste peu pertinente. Plusieurs types d'infiltrations peuvent être identifiés à la surface d'un même aquifère karstique. La **figure 1.7.** donne une représentation synthétique des différents types d'infiltrations. On peut distinguer deux types d'infiltrations concentrées, qui sont d'une part les zones de pertes, et d'autre part les dolines. Dans le premier cas, la zone d'infiltration est alimentée uniquement en période de précipitation. Dans le cas des pertes la zone d'infiltration est alimentée en continu et le débit d'alimentation varie en fonction des précipitations. Un karst de type unaire peut donc comporter des zones d'infiltration concentrée, par l'intermédiaire de dolines.

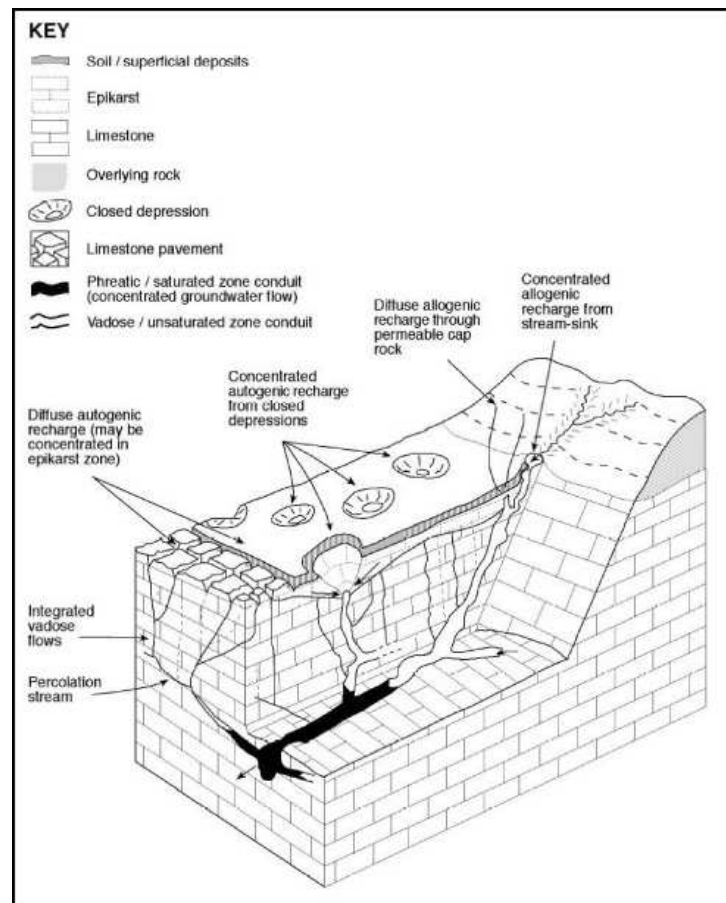


Fig. 1. 7. Les différentes configurations d'infiltration du karst (Goldscheider, 2004)

La structure interne d'un aquifère karstique se divise en plusieurs entités distinctes, au sein desquelles, l'écoulement est structuré de manière différente. On peut distinguer trois entités d'écoulement différentes au sein d'un aquifère karstique, depuis la surface vers l'aquifuge (Fig. 1. 8.) :

- L'épikarst est la partie la plus superficielle de l'aquifère karstique, son existence est le résultat d'une décompression et d'une altération qui lui confèrent une perméabilité élevée comparé au reste de l'aquifère. La base de l'épikarst est délimitée par une zone de transition de perméabilité, qui forme une barrière semi-perméable. L'état de saturation en eau de cette partie de l'aquifère karstique est dépendant des conditions hydrométéorologiques de surface.
- La zone non saturée fait suite à l'épikarst. Ce compartiment se caractérise par un écoulement diphasique eau air, dans un réseau de discontinuités de perméabilité très

variable. La zone non saturée est la zone de transit de l'eau de l'épikarst jusqu'à la zone saturée.

- La zone saturée ou zone noyée est la zone de stockage principale de l'eau dans l'aquifère karstique, sa structure est semblable à celle de la zone non-saturée, mais l'écoulement se fait en milieu saturé.

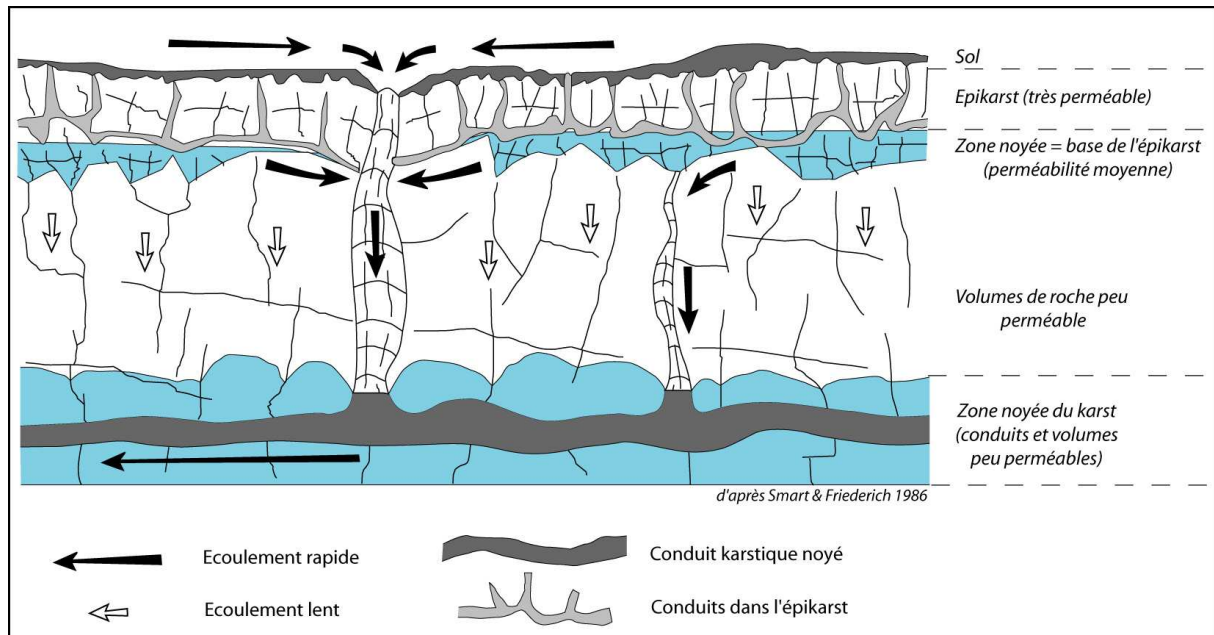


Fig. 1. 8. Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (Smart et Friedrich, 1986)

Ces différentes entités d'écoulement sont le résultat de la variabilité spatiale des champs de perméabilité dans les trois directions de l'espace. Vient s'ajouter à cette variation de perméabilité horizontale, latérale et verticale, la connectivité du réseau drainant.

L'étude des écoulements dans les systèmes karstiques, peut se faire suivant deux approches, l'approche fonctionnelle (Mangin, 1975) ou l'approche structurale (Kiraly, 1969; 1975). La première approche s'intéresse au fonctionnement du karst, d'un point de vue temporel. Elle en déduit le comportement spatial et permet donc d'en déduire une structure. La seconde approche s'intéresse d'abord à la structure de l'aquifère et en déduit le type de fonctionnement qui en découle. Les outils utilisés pour les deux types d'approches sont différents. Statistiques et mathématiques pour la première, physiques pour la seconde. Aucune de ces deux approches n'est parfaite. Il convient donc, en fonction des objectifs visés, d'alterner les deux approches (Jeannin, 1996) de manière à obtenir le plus d'informations possibles. Dans notre cas, ces deux approches seront utilisées à l'échelle du groupe de fractures et de l'aquifère dans son

ensemble. Ces deux types d'approche ont amené à différencier deux types d'écoulement dans un réseau karstique. Les drains ou axes de drainage, qui constituent la fonction transmissive du système et les systèmes annexes de drainage (SAD), qui assurent une fonction capacitive (Plagne, 1997).

La **figure 1.8.** donne un aperçu des modalités de circulation de l'eau à travers ces structures. Deux réseaux drainants principaux sont représentés. Un premier réseau drainant dans l'épikarst et un second dans la zone saturée présentant tous les deux un développement spatial horizontal. L'eau passe du réseau drainant superficiel au réseau drainant profond soit à la faveur de zones à écoulement rapide qui correspondent à des fractures karstifiées très perméables, soit par l'intermédiaire de zones à écoulement lent qui correspondent à des zones micro-fissurées de blocs de roche à porosité matricielle extrêmement faible (SAD). Dans cette partie centrale de l'aquifère les écoulements adoptent donc une répartition spatiale verticale.

Selon les auteurs (Király, 1975; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Teutsch et Sauter, 1991; Jeannin, 1996; Plagne, 1997; Gabrovsek et al., 2000; Maloszewski et al., 2002; White, 2002), plusieurs types de relations hydrauliques sont proposés entre ces différents compartiments de l'aquifère karstique, les différents modes d'écoulements (axe de drainage ou SAD) se retrouvant dans les différents compartiments qu'ils soient saturés ou non (**Fig. 1. 9**). Plus schématiquement, on remarque (**Fig. 1. 9**) que le mode d'infiltration de l'eau en surface va directement influencer le trajet suivi en profondeur. L'eau qui pénètre dans l'aquifère par les zones d'infiltration concentrées aura le trajet le plus direct jusqu'à la source. Vient ensuite l'eau stockée dans l'épikarst dont une partie rejoint les zones les plus drainantes pour atteindre l'exutoire. Cependant une partie de l'eau contenue dans l'épikarst va cheminer par les zones peu perméables et transiter par les systèmes annexes de drainage. Au final le débit de l'exutoire d'un aquifère karstique est la somme d'un débit d'eau provenant des zones drainantes de l'aquifère et d'un débit d'eau en provenance de zone de transit plus lent. La proportion de ces deux "types d'eau" dans le débit de la source varie en fonction des conditions hydroclimatiques. Il faut noter que de nombreux échanges ont lieu entre ces différentes zones d'écoulement, et ce sont les modalités de ces échanges que nous allons étudier.

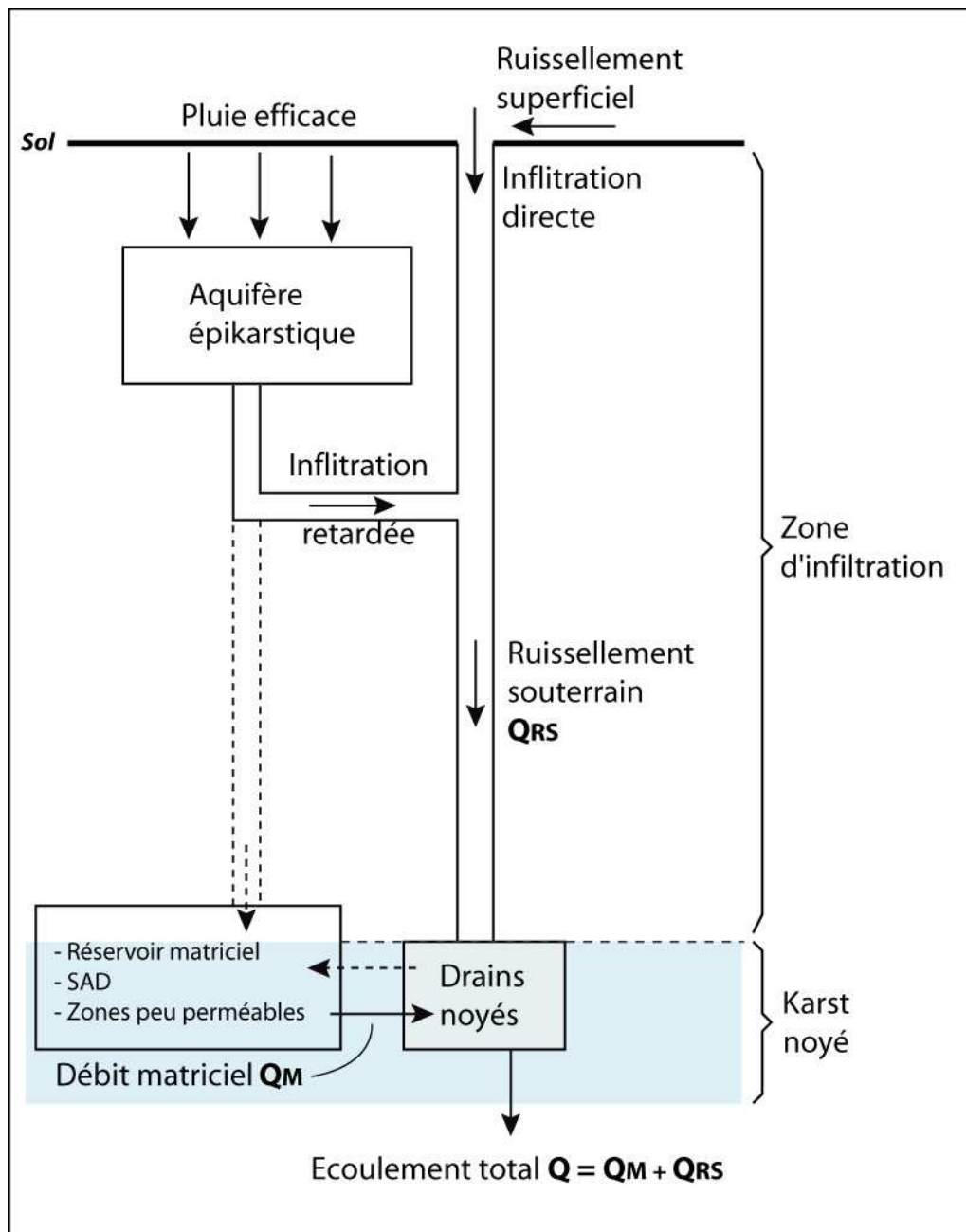


Fig. 1. 9. Exemple de relations hydrauliques entre les différents compartiments d'un aquifère karstique de type binaire (d'après Blavoux et Mudry, 1983)

La structure des aquifères karstiques les différencie clairement des aquifères fissurés notamment au niveau de la répartition des écoulements. Cependant, nous verrons plus en avant dans ce mémoire, que les contrastes de perméabilité ont un effet similaire sur l'écoulement et les échanges entre les zones peu perméables et perméables, que l'on se trouve en milieu karstique ou en milieu fracturé simple. La différence intervient lorsque l'on considère l'aquifère de manière globale à l'échelle de son fonctionnement régional.

2.1.2. Notions théoriques de mécanique des fluides

Au sein des aquifères karstiques, l'écoulement a lieu dans les réseaux de fractures affectant l'aquifère. L'écoulement dans ce type de milieu ne répond plus à la loi de Darcy (*Ford et Williams, 1992*) dès que l'ouverture hydraulique des fractures dépasse 1 cm (*White, 2002*). Le débit d'eau s'écoulant dans une fracture est alors expliqué par la loi cubique, adaptation aux milieux fracturés de la loi de Darcy. Dans ces conditions physiques d'écoulement anisotropes et hétérogènes, de quelle manière vont se répartir les gradients hydrauliques qui vont déterminer l'écoulement dans ce type de milieu ? Quelle influence un conduit karstique saturé de plusieurs mètres de diamètre va-t-il avoir sur la répartition des charges dans les zones fracturées et micro-fracturées qui l'entourent ?

Afin de mieux comprendre les mécanismes régissant l'écoulement de l'eau au sein d'un conduit karstique saturé, il convient de rappeler quelques bases théoriques de la mécanique des fluides. Ces notions s'appliquent lors de l'écoulement d'un fluide dans une conduite saturée en eau, l'objectif étant de mieux cerner les paramètres qui contrôlent la charge et le gradient hydraulique en différents points de la zone saturée d'un aquifère karstique.

A. Cas d'un fluide parfait en écoulement parfait

Plaçons nous dans le cas d'un fluide parfait. Un fluide parfait étant un milieu continu qui n'a pas de forme propre, dont les particules simplement juxtaposées, ne sont soumises à aucune cohésion. Soumettons ce fluide parfait à un écoulement parfait, où l'on néglige la viscosité, ainsi que tous les phénomènes de transport diffusif.

Si l'on applique la loi fondamentale de la dynamique de Newton à un élément de fluide en écoulement parfait, on obtient l'équation vectorielle d'Euler, à laquelle satisfait le champ de vitesse d'un fluide en écoulement parfait. Cette équation s'écrit :

$$\underbrace{\rho \frac{\partial v}{\partial t} + \rho (v \cdot \nabla) v}_{\text{Accélération du fluide}} = - \overbrace{\text{grad } p}^{\text{Forces de pression}} + \underbrace{\rho g}_{\text{Forces de pesanteur}} \quad (6)$$

L'équation énergétique de Bernouilli, plus facile à exploiter, se déduit de la relation d'Euler. Elle s'écrit :

$$gz + \frac{P}{\rho} + \frac{V^2}{2} = Cste \quad (7)$$

Avec :

z = élévation de la particule d'eau (en mètre)

P = pression (en Pascal ou newton par m^2)

ρ = masse volumique du liquide (kg par m^3)

V = vitesse de la particule (en mètre par seconde)

g = accélération de la pesanteur soit $9,81 \text{ m.s}^{-2}$

L'interprétation énergétique de cette équation nous amène à énoncer le théorème de Bernoulli qui définit l'écoulement parfait stationnaire d'un fluide parfait incompressible :

La somme des trois termes énergétiques, l'énergie cinétique massique, l'énergie potentielle massique de pesanteur et l'énergie potentielle massique associée aux forces de pression reste constante le long de la trajectoire d'une particule de fluide en écoulement stationnaire. Le théorème de Bernoulli peut aussi s'écrire en considérant la hauteur d'eau :

$$h + \frac{P}{\rho g} + \frac{V^2}{2g} = Cste \quad (8)$$

Energie potentielle + Energie de pression + Energie Cinétique = Constante

Avec :

h = élévation de la particule d'eau (en mètre)

P = pression (en pascal ou newton par m^2)

ρ = masse volumique du liquide (kg par m^3)

V = vitesse de la particule (en mètre par seconde)

g = accélération de la pesanteur soit $9,81 \text{ m.s}^{-2}$

Considérons un écoulement d'eau d'un point A à un point B au sein d'une conduite d'eau (Fig. 1.10A.).

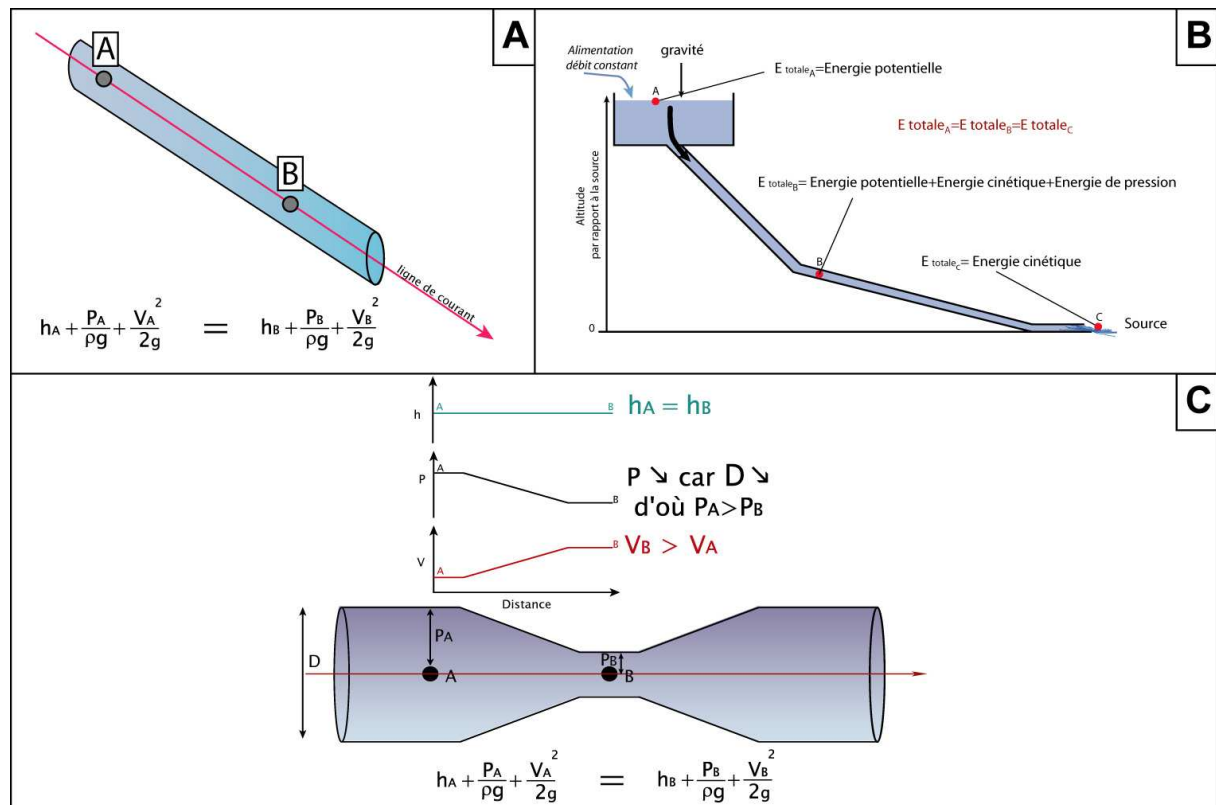


Fig. 1. 10. Illustration de la loi de Bernoulli. (A) La loi de Bernoulli. (B) Evolution de l'énergie d'une particule d'eau en transit dans une conduite saturée en eau. (C) Evolution de l'énergie d'une particule d'eau lors d'un rétrécissement du diamètre de la conduite.

On peut écrire l'égalité suivante d'après le théorème de Bernoulli :

$$h_A + \frac{P_A}{\rho g} + \frac{V_A^2}{2g} = h_B + \frac{P_B}{\rho g} + \frac{V_B^2}{2g} \quad (9)$$

Plaçons-nous maintenant dans le cas d'un fluide parfait qui s'écoule depuis un bassin alimenté de manière continue vers un exutoire, par l'intermédiaire d'un tuyau d'adduction (**Fig. 1.10.B**). L'énergie totale d'une particule d'eau parcourant cette structure est constante tout au long de son trajet. La **figure 1.10.** illustre quelles énergies, parmi l'énergie de pesanteur, de pression et l'énergie cinétique sont prédominantes suivant la position de la particule d'eau.

Un autre exemple permet d'illustrer la conservation d'énergie d'une particule de fluide parfait, lors du rétrécissement de la section d'écoulement (**Fig.1.10C**). Dans ce cas et dans le cas d'un fluide parfait, l'énergie de pression diminue, l'énergie de pesanteur reste stable, le déficit en énergie est donc compensé par une augmentation de la vitesse d'écoulement. Ainsi l'équation de Bernoulli est respectée.

B. Cas d'un fluide visqueux

Dans le milieu naturel les fluides comportent une certaine viscosité : η ($1,1.10^{-5}$ Pa.s⁻¹ dans le cas de l'eau). La prise en compte de la viscosité dans l'équation d'Euler donne la relation suivante :

$$\rho \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \rho (\vec{v} \cdot \vec{\text{grad}}) \vec{v} = - \vec{\text{grad}} p + \underbrace{\rho \vec{g} + \eta \Delta \vec{v}}_{\text{Forces de viscosité}} \quad (10)$$

Les forces de viscosité sont les forces de frottement qui s'exercent d'une particule de fluide sur l'autre ainsi que sur les parois de la conduite. Ces frottements induisent une perte d'énergie de la particule qui est convertie sous forme de chaleur. Les forces de viscosité modifient aussi le profil des vitesses de l'écoulement, les vitesses étant nulles sur les bords de la canalisation et maximales dans l'axe de la canalisation.

On a :

$$h = \frac{em}{g} = \frac{\frac{v^2}{2} + gz + \frac{P}{\rho}}{g} = z + \frac{v^2}{2g} + \frac{P}{\rho g} \quad (11)$$

em étant l'énergie mécanique d'une particule de liquide.

Dans le cas d'un fluide visqueux la charge est donc exprimée par la relation de Bernouilli. On peut écrire l'égalité suivante si l'on considère deux particules A et B sur une même ligne d'écoulement :

$$h_A + \frac{P_A}{\rho g} + \frac{V_A^2}{2g} = h_B + \frac{P_B}{\rho g} + \frac{V_B^2}{2g} + Pch \quad (12)$$

Pch étant les pertes de charge

Les pertes de charge peuvent encore être accrues si l'adduction d'eau n'a pas une surface régulière : rétrécissement, élargissement, irrégularité de surface par exemple. Prenons le cas d'un rétrécissement comme celui présenté dans la **figure 3.10C**. Le rétrécissement de la section d'écoulement rend le passage de l'eau plus difficile, rendant l'augmentation de vitesse insuffisante pour compenser la perte énergétique de pression.

On peut ajouter que lorsque l'écoulement passe d'un écoulement laminaire à un écoulement turbulent, les pertes de charge augmentent considérablement. En effet, les forces de frottement sont augmentées par la présence de tourbillons.

2.1.3. Hydrochimie des aquifères karstiques

A. Faciès chimique des eaux du karst

L'eau contenue dans les milieux naturels souterrains réagit avec son environnement (*Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Plagne, 1997*). Selon le type d'aquifère, la nature de l'encaissant, l'origine de l'eau, les conditions physicochimiques du milieu, plusieurs faciès d'eau sont différenciables (**Fig. 1. 11**).

Les eaux issues des aquifères karstiques ont un faciès chimique bicarbonaté calcique comme le montre le diagramme de Piper (**Fig.1.11**). L'écoulement dans ce type d'aquifère est typiquement un écoulement de fractures. La différence avec les aquifères purement fracturés intervient en terme d'hydrochimie. Dans les aquifères fracturés cristallins, lors du passage de l'eau dans une fracture encore intacte, il y a interaction eau/roche avec l'assemblage minéralogique complexe des roches cristallines. Il se développe alors un assemblage minéralogique de type hydrothermal dans le plan de fracturation. Cet assemblage minéralogique de plans de fractures diffère alors de celui de la matrice rocheuse (*Kilchmann et al., 2004*).

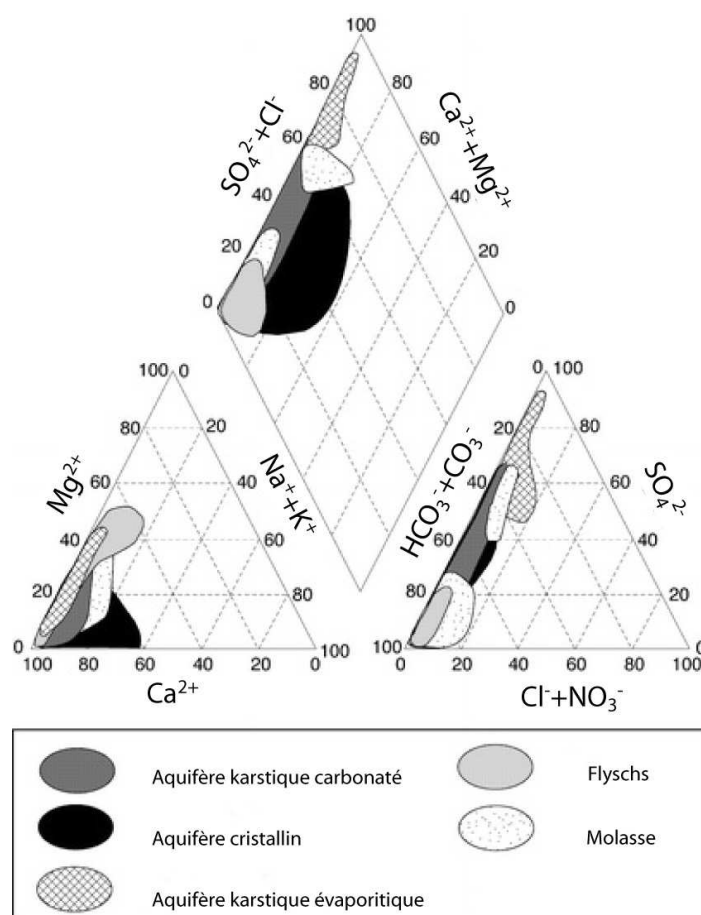


Fig. 1. 11. Diagramme de Piper montrant la distribution des principaux éléments majeurs présents dans l'eau en provenance de différents types d'aquifères alpins suisses (Kilchmann et al., 2004)

Dans les aquifères carbonatés, on ne retrouve pas ce contraste minéralogique entre la fracture et le reste de l'aquifère. Les concrétionnements présents dans certaines discontinuités perméables ont une minéralogie semblable à la matrice rocheuse de l'aquifère. On peut donc considérer que dans les aquifères karstiques constitués d'une même formation géologique, la minéralogie de l'ensemble de l'aquifère est homogène, ce qui n'est pas le cas dans un aquifère fracturé cristallin.

B. Les dissolutions et précipitation des roches carbonatées

La dissolution ou la précipitation des roches carbonatées fait intervenir une phase gazeuse, le dioxyde de carbone CO_2 , une phase liquide (l'eau), et une phase solide (CaCO_3) (Bakalowicz, 1979; Dreybrodt et al., 1992). On parle de système calco-carbonique. L'ensemble des réactions et des paramètres qui le régulent a été étudié en détail par de nombreux auteurs

(Trainer et Heath, 1976; Buhmann et Dreybrodt, 1984; 1985; Dreybrodt et Buhmann, 1991; Dreybrodt et al., 1992; Zaihua et al., 1995; Dreybrodt et al., 1997).

Le CO₂ joue un rôle majeur dans les réactions de dissolution/précipitation des roches carbonatées. Ce dioxyde de carbone peut avoir deux origines, une origine profonde ou une origine pédogénétique. Dans le premier cas, on parlera de karst hydrothermal et dans le second de karst météorique (Bakalowicz, 1979; Plagne, 1997). L'anhydride carbonique (dioxyde de carbone) ainsi nommé par Bakalowicz, (1979) apparaît comme le moteur de la dissolution des carbonates.

L'hydratation du dioxyde de carbone est donc la réaction de base des réactions de dissolution/précipitation des minéraux carbonatés comme par exemple, la calcite et la dolomie et c'est de cette réaction que découlent tous les équilibres chimiques du système triphasique CO₂-H₂O-CaCO₃ (Bakalowicz, 1979; Buhmann et Dreybrodt, 1984; 1985; Dreybrodt et Buhmann, 1991; Dreybrodt et al., 1992; Zaihua et al., 1995; Dreybrodt et al., 1996; Dreybrodt et al., 1997; Plagne, 1997; Zaihua et Dreybrodt, 1997; Gabrovsek et al., 2000). Les réactions de dissolution (conversion) du CO₂ sont les suivantes (réactions I et II).



Cette mise en solution du dioxyde de carbone est suivie d'une dissociation du CO₂ dissous en ions H⁺ et HCO₃⁻.



Les ions bicarbonates peuvent alors être dissociés (réaction IV). Il en découle que toutes les eaux en contact avec l'atmosphère contiennent différentes espèces de carbone inorganique, que ces eaux soient en contact ou non avec des roches carbonatées (Ford et Williams, 1992).



La dissolution de la calcite CaCO_3 est le résultat des réactions de mise en solution du dioxyde de carbone. Les ions H^+ produits (réaction (III)) vont réagir avec l'espèce solide CaCO_3 . Les ions CO_3^{2-} ou Ca^{2+} vont être dissociés de la surface du minéral par combinaison d'un H^+ avec un CO_3^- pour le déloger (réaction V et VI).



L'ensemble des réactions décrites ci-dessous est le plus souvent résumé par la réaction (VII) et sont synthétisées **figure 1.12**.

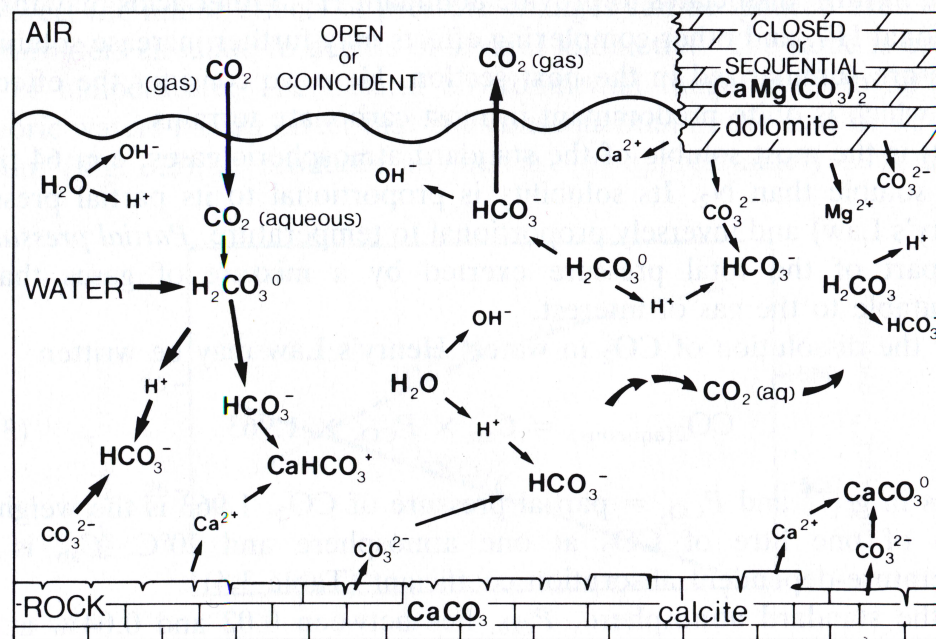


Fig. 1. 12. Réactions chimiques eau/roches dans les aquifères karstiques carbonatés (Ford et Williams, 1992)

Les réactions de dissolution/précipitation des carbonates font intervenir deux interfaces, l'interface gaz/liquide et l'interface liquide/solide (Bakalowicz, 1979; Ford et Williams, 1992; Plagne, 1997). Il en découle trois chaînes de réactions, deux réactions hétérogènes à

l'interface gaz/liquide et liquide/solide et une troisième, limitée à la phase liquide (phase homogène). Toute modification de l'équilibre de ces trois chaînes de réactions entraîne le réajustement des deux autres. La chaîne de réaction la plus lente conditionne la vitesse de réaction de l'ensemble du système. La chaîne de réaction de la phase liquide est instantanée. La dissolution du CO_2 est une réaction à cinétique plus lente (passage de l'interface gaz/liquide). A 25°C , 99% de l'équilibre en CO_2 est atteint après 100 secondes pour les valeurs de pH d'eaux naturelles karstiques. La réaction à la cinétique la plus lente est celle à l'interface liquide/solide qui peut prendre, selon les auteurs, entre une dizaine de jours et 80 jours (*Bakalowicz, 1979; Ford et Williams, 1992; Plagne, 1997*).

Cependant d'autres paramètres influent sur ces réactions :

- *Facteurs géométriques*, fonction de la taille des cristaux et de la texture de la roche (*Plagne, 1997*),
- *Facteurs physiques*, la pression, la température, du milieu dans lequel se produisent les réactions,
- *Facteurs chimiques*, selon que l'on se trouve en système ouvert ou fermé *vis à vis* du CO_2 , qui permet de distinguer respectivement des systèmes de réaction triphasique (eau + gaz + solide) ou diphasique (eau + roche) (*Buhmann et Dreybrodt, 1984; 1985; Dreybrodt et al., 1992; Dreybrodt et al., 1996*).
- *Facteurs hydrodynamiques*, liés au type d'écoulement laminaire ou turbulent et à la présence de la couche limite à l'interface liquide/roche (*Buhmann et Dreybrodt, 1984; 1985; Dreybrodt et Buhmann, 1991; Zaihua et al., 1995; Zaihua et Dreybrodt, 1997*).

Ainsi, lorsque le rapport surface de roche sur volume d'eau est grand et sous certaines conditions d'écoulement turbulent, correspondant à un écoulement naturel en milieu karstique l'hydratation du CO_2 aqueux en H_2CO_3 est le facteur contrôlant la réaction de dissolution des carbonates (*Dreybrodt et al., 1996; White, 2002*).

C. Traçage naturel

Le traçage naturel (*Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Emblanch, 1997; Plagne, 1997; Batiot, 2002; Maloszewski et al., 2002; Mudry et al., 2002; White, 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*) utilise le fait que la composition chimique de l'eau souterraine résulte de son interaction avec les roches de l'aquifère. Suivant la nature géologique de l'aquifère et les terrains en contact avec l'eau, on peut distinguer des éléments chimiques caractéristiques de l'aquifère, des aquicludes aux limites de l'aquifère, ou caractéristiques de la surface. Le suivi hydrochimique d'une source, par le suivi de l'évolution des concentrations des éléments majeurs, permet de distinguer les différents flux d'eau parcourant l'aquifère. De plus, ce type de suivi permet de connaître l'origine de l'eau, suivant que la masse d'eau est marquée soit par des éléments caractéristiques de l'aquifère soit par des éléments d'origine superficielle, évaporitiques ou anthropiques.

2.1.4. Déformation et hydromécanique des aquifères karstiques

L'étude des aquifères karstiques ne se limite cependant pas à l'étude de leur fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique. Ce type d'aquifère est aussi le lieu de déformations liées ou non à l'écoulement de l'eau. Ce domaine de recherche a jusqu'à maintenant été peu exploré en ce qui concerne les aquifères karstiques.

En 1981, les premières mesures de déformation *in situ* d'aquifères karstiques à grande échelle sont entreprises au sein d'un laboratoire souterrain pyrénéen (*Lesage, 1981; Crochet et al., 1983*). L'objectif de ces mesures est d'étudier la déformation sismo-tectonique dans des zones de sismicité importante. Les dispositifs de mesure utilisés se composent d'extensomètres et d'inclinomètres. Les résultats obtenus mettent en évidence un phénomène inattendu. La déformation liée aux infiltrations d'eau à la suite d'un épisode pluvieux, déjà mise en évidence par des études antérieures (*Wood et King, 1977*), dépasse en amplitude toutes les autres déformations et notamment les marées terrestres. Pour ces auteurs, il est donc nécessaire de filtrer ces signaux de manière à isoler les enregistrements de déformation sismo-tectonique et les marées terrestres. Le lien entre les précipitations et la déformation est à l'époque clairement établi. Une hauteur de 6 mm de pluie est nécessaire pour déformer l'aquifère. La **figure 13** représente les déformations extensométriques enregistrées dans les trois directions de l'espace : nord-sud (XN1), est-ouest (XE1) et verticale (XZ1). *Crochet et al., (1981)*

distinguent deux phases de déformations réparties spatialement et temporellement de manière hétérogène à la suite d'un épisode pluvieux ($>6\text{mm}$). Après un délai d'environ une heure (parfois moins), une compression verticale (XZ1) et nord-sud (XN1) de l'aquifère est enregistrée parallèlement à une extension est-ouest (XE1). Une seconde phase de déformation est enregistrée 4 heures après le début des précipitations. Cette phase de déformation correspond à une extension de l'aquifère dans les trois directions de l'espace. Le suivi extensométrique révèle donc une hétérogénéité spatiale qualitative et quantitative de la déformation d'un aquifère karstique suite à un épisode pluvieux. Trois hypothèses sont avancées pour tenter d'expliquer ces différentes phases de déformation :

- l'effet thermo-élastique,
- l'effet de charge,
- l'effet de pression.

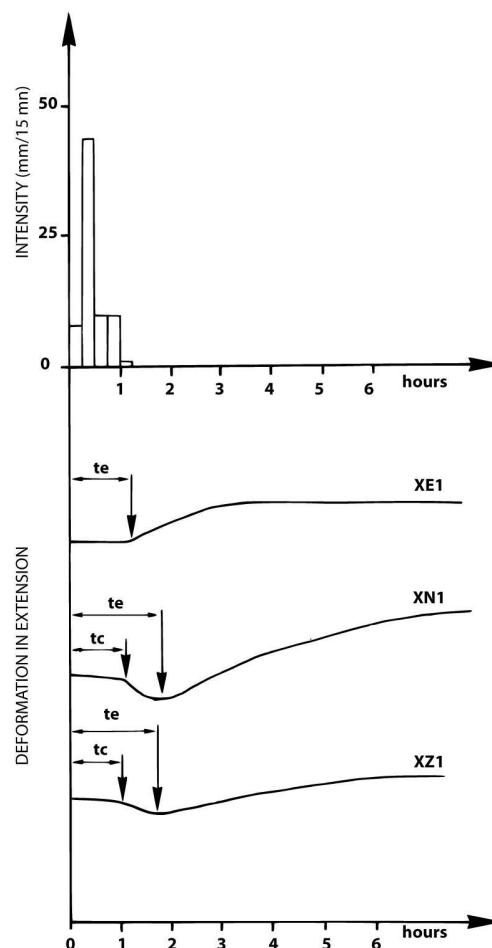


Fig. 1. 13. Délai de déformation extensométrique suite à un épisode pluvieux : t_e et t_c représentent les délais d'extension et de compression comparés au début de l'épisode pluvieux (Crochet *et al.*, 1983)

Lesage (1981) et Crochet et al. (1983) ne privilégieront aucune des trois hypothèses citées ci-dessus, mais font remarquer que "l'étude et la compréhension de ces phénomènes peuvent être intéressante pour les hydrogéologues qui sont à l'affût de tous les indices de ce qui se passe en profondeur". Cependant les auteurs recommandent l'utilisation d'un site plus adapté d'un point de vue hydrogéologique et de son appareillage.

Suite à cette étude, une relation entre la déformation des aquifères karstiques et les précipitations a été établie et ne peut être mise en doute. Cependant les modalités de cette relation restent encore obscures étant donné la diversité des paramètres mis en jeu dans un milieu structurellement très complexe et propre à chaque aquifère karstique.

Dix ans plus tard, en 1992, une autre étude débute avec la mise en place d'un site dans l'Hérault au niveau du karst du Lamalou dans le causse de l'Hortus (*Durand, 1992*). L'objectif est toujours le même : filtrer les déformations d'origine pluviométriques et piézométriques de manière à différencier les enregistrements sismiques du bruit de fond. Une compression verticale de l'aquifère est mise en évidence et est due à l'infiltration de l'eau dans l'épikarst (effet de charge). Ce phénomène mécanique est temporellement le premier à intervenir suite à un épisode pluvieux. Cette compression verticale de l'aquifère est suivie d'une phase de déformation liée à la piézométrie. Il s'agit de l'effet de pression supposé par *Lesage (1981)* qui induit un basculement des conduits karstiques. Ces travaux mettent en évidence l'impossibilité de considérer l'aquifère karstique comme un milieu élastique. Face à ce type de déformation, les auteurs privilégient l'utilisation d'un modèle de blocs jointifs et interactifs limités par des diaclases, pour étudier la déformation de l'ensemble de la cavité. Les travaux de *Durand (1992)* mettent donc en évidence une suite de processus hydromécaniques complexes liés à la fois, à la phase d'infiltration (effet de charge lithostatique) de l'eau et à son transit à travers l'aquifère (effet de pression et thermoélastique).

Les travaux de *Guglielmi* sur les sites de Vouglsans et de Coaraze (*Guglielmi, 1999; Cappa et al., 2005*) précisent les couplages hydromécaniques préalablement observés (*Wood et King, 1977; Lesage, 1981; Crochet et al., 1983; Durand, 1992*). Un lien est notamment établi entre les variations de contraintes appliquées à un massif karstique et son comportement hydraulique. La déformation thermomécanique d'un conduit karstique est mesurée (**Fig. 1.14.**). L'outil hydrochimique permet de tracer les différentes phases de compression et relaxation d'un aquifère soumis à la variation du niveau d'eau de la retenue du barrage de Vouglsans (*Guglielmi, 1999*).

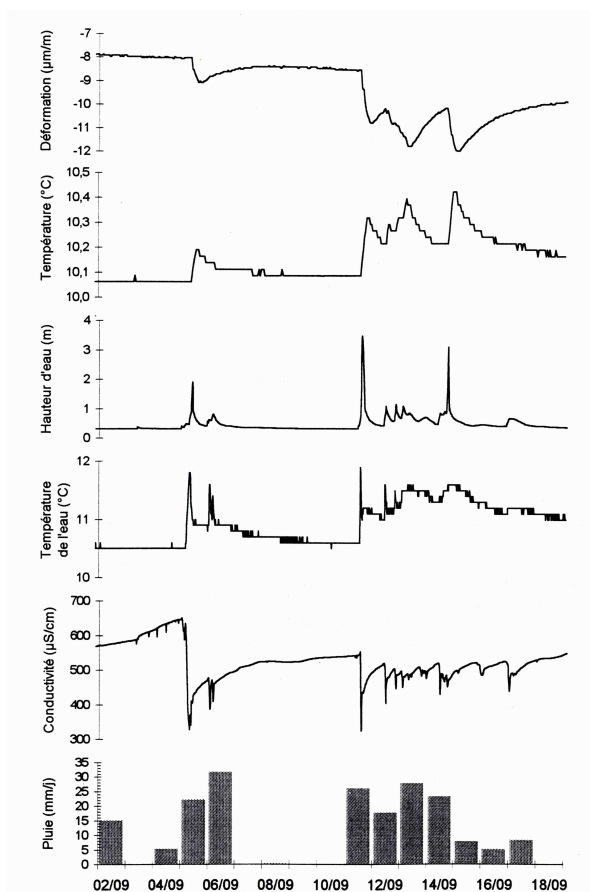


Fig. 1. 14. Déformation d'un cavité souterraine à la suite des épisodes pluvieux (Guglielmi, 1999)

Cependant, la description quantitative de la relation entre les mesures de déformation et les variations pluviométriques ou de niveau piézométrique, reste une question problématique, (Zadro et Braitenberg, 1999), notamment en milieu karstique, la plupart des études étant consacrées à la déformation hydromécanique des milieux fracturés non karstiques.

2.2. Stratégie d'étude

Les écoulements dans les milieux fracturés sont hétérogènes dès l'échelle de la fracture jusqu'à l'échelle du réseau de fractures ou de l'aquifère dans son ensemble. De nombreux auteurs ont montré que la perméabilité, de ce type d'aquifère dépend de l'échelle de mesure (Fig. 1. 15, Fig. 1. 16) (Kiraly, 1975; Teutsch et Sauter, 1991; Clauser, 1992; Sauter, 1992; Berkowitz, 2002). On peut distinguer trois grandes échelles de mesures: l'échelle du laboratoire, l'échelle du puits et l'échelle régionale (Clauser, 1992). Pour chacun de ces domaines de perméabilité les méthodes de mesure varient. En laboratoire des échantillons de

petite taille sont utilisés, par conséquent la mesure de perméabilité ne tient pas compte du réseau de fracturation la perméabilité mesurée est une perméabilité matricielle (**Fig. 1.15.**). De plus dans les milieux fracturés, la tendance à l'augmentation de la perméabilité en fonction de l'échelle s'inverse au passage de l'échelle du puits à l'échelle régionale. Ainsi la dépendance de perméabilité des milieux fracturés vis-à-vis de l'échelle de mesure pourrait être la conséquence d'un échantillonnage biaisé. En milieu karstique (**Fig. 1.16.**) contrairement aux milieux fracturés "simple" la perméabilité augmente de manière constante avec l'échelle de mesure. Par conséquent, l'étude hydrodynamique d'un aquifère karstique réalisée à une échelle régionale occulte un ensemble de processus hydrauliques liés à la participation des zones peu perméables. Ces processus sont invisibles à cette échelle, les conduits dominant les processus d'écoulement (*White, 2002*).

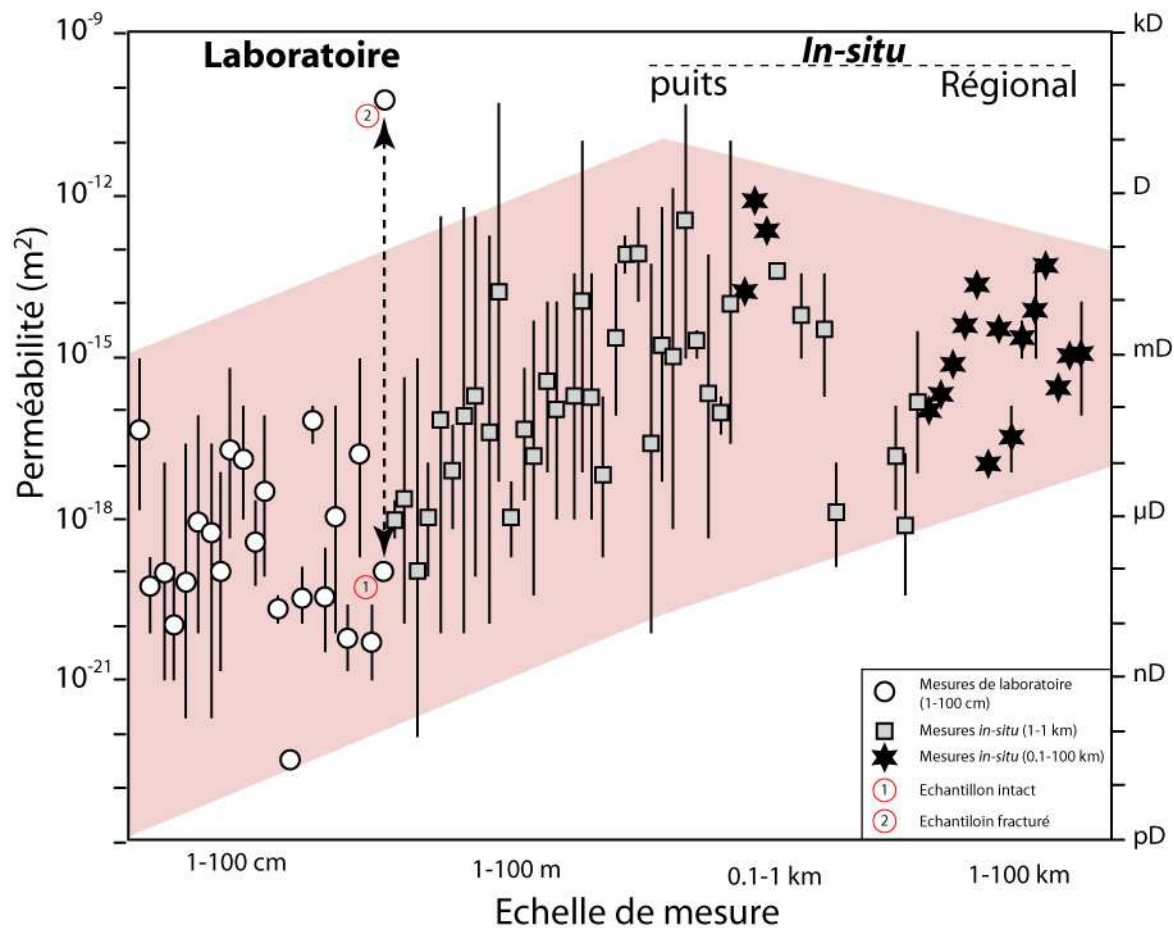


Fig. 1. 15. Dépendance d'échelle de la perméabilité dans les aquifères cristallins (*Clauser, 1992*)

La compréhension globale du fonctionnement d'un aquifère karstique ne peut donc pas se passer de la prise en compte de zones d'écoulement dont l'étude se fait seulement en laboratoire (**Fig. 1. 16.**).

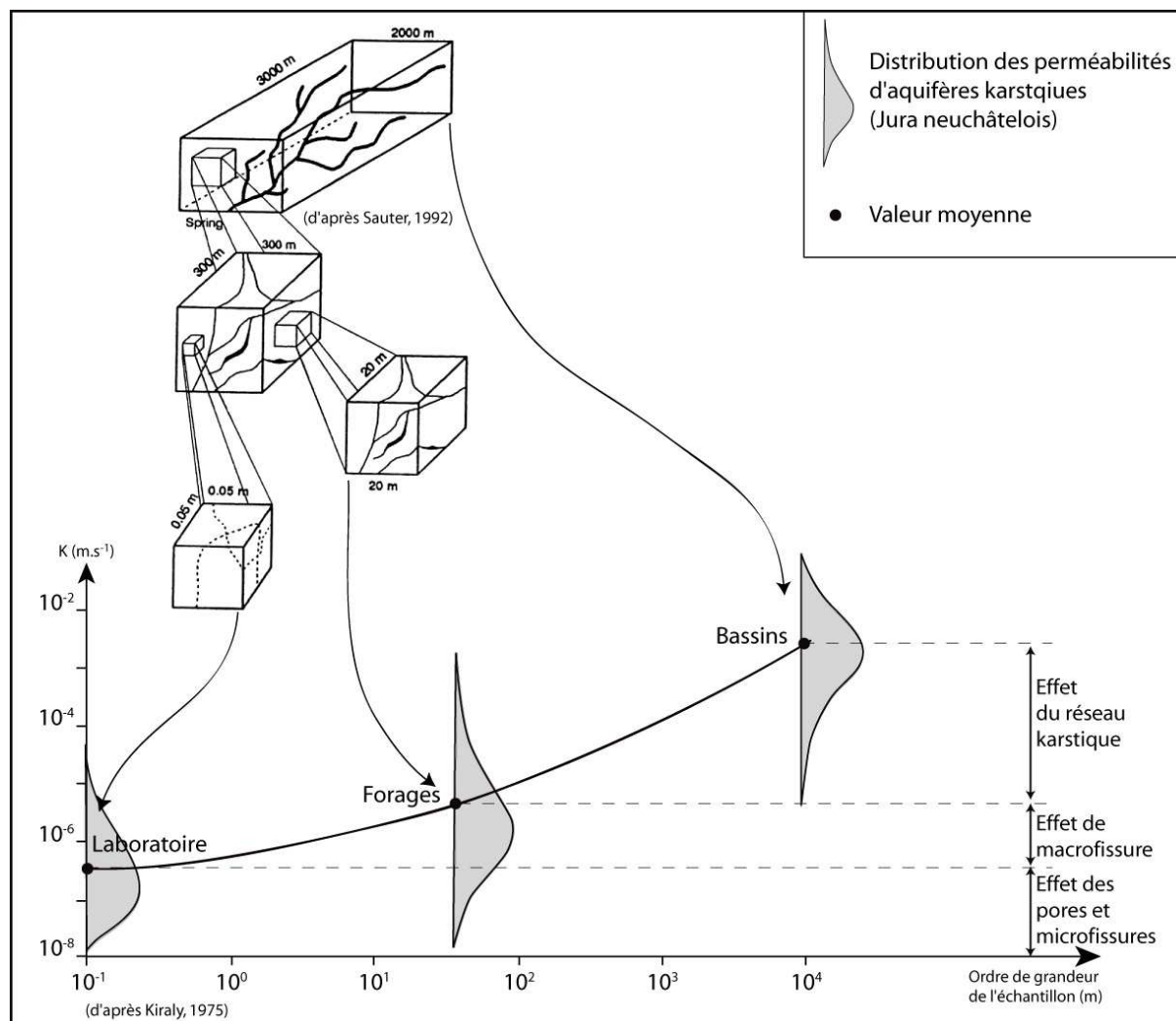


Fig. 1. 16. Effet d'échelle sur la perméabilité d'un aquifère karstique (Kiraly, 1975; Sauter, 1992)

En effet, de nombreux auteurs ont montré l'importance des zones peu perméables dans le fonctionnement des aquifères karstiques (Jeannin et Grasso, 1995; Jeannin, 1996; Guglielmi et Mudry, 2001; Maloszewski et al., 2002; White, 2002; Lee et Krothe, 2003). Ce mémoire propose d'étudier dans un premier temps le comportement hydraulique et hydrochimique d'un groupe de fractures au niveau du site expérimental de Coaraze (Alpes Maritimes, 06) (Guglielmi, 1999; Guglielmi et Mudry, 2001; Fenart, 2002; Cappa et al., 2005). Le laboratoire naturel de Coaraze, mis en place par Yves Guglielmi (Guglielmi, 1999), permet d'observer à une échelle décimétrique le fonctionnement interne d'un aquifère fracturé

carbonaté. Cet aquifère est très bien contraint du point de vue hydraulique, et l'utilisateur dispose d'un contrôle sur le volume d'eau stocké dans l'aquifère. La densité et la diversité spatiale de l'appareillage mis en place permettent le suivi des nombreux paramètres hydrauliques, chimiques et de déformation de l'aquifère dans le temps et dans l'espace. Ajouté à ceci, l'aquifère de Coaraze n'est que partiellement karstifié, les fractures les plus ouvertes ont une ouverture hydraulique d'une dizaine de centimètres. On peut donc assimiler ce petit réservoir karstique à volume élémentaire représentatif des zones les moins karstifiées, donc les moins perméables, d'un réservoir karstique plus conséquent (**Fig. 1.17.**).

Dans une seconde phase de travail, nous nous intéresserons à l'étude d'un aquifère karstique régional, l'aquifère de Fourbanne (Vallée du Doubs, 25) (*Charmoille, 2000; Robbe, 2001; Mudry et al., 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*). Ce site doit son originalité expérimentale au travail passionné et assidu du Groupe Spéléologique Clerval Baume-les-Dames (G.S.C.B) qui a permis une exploration étendue du réseau karstique et aménager un accès à la zone non saturée (*G.S.C.B, 1993*). Ce site présente un aspect stratégique du point de vue de son étude hydrogéologique. L'entrée du système est accessible au niveau du système de perte, la zone non saturée de l'aquifère est accessible, dans sa partie karstifiée jusqu'à la limite de la zone noyée (puits artificiel) et enfin la source drainant l'ensemble de l'aquifère se trouve à la sortie de la zone saturée. Ainsi, connaissant le signal d'entrée de l'aquifère (pertes), le signal de sortie (source), et le signal de la zone non saturée (réseau karstique), il est possible de décomposer le fonctionnement de l'aquifère en isolant les processus intervenant dans les différents compartiments du réservoir. Cette seconde phase du travail intégrera les résultats préalablement mis en évidence à l'échelle du groupe de fractures (site de Coaraze) de manière à enrichir l'interprétation du fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère karstique (**Fig. 1.17.**).

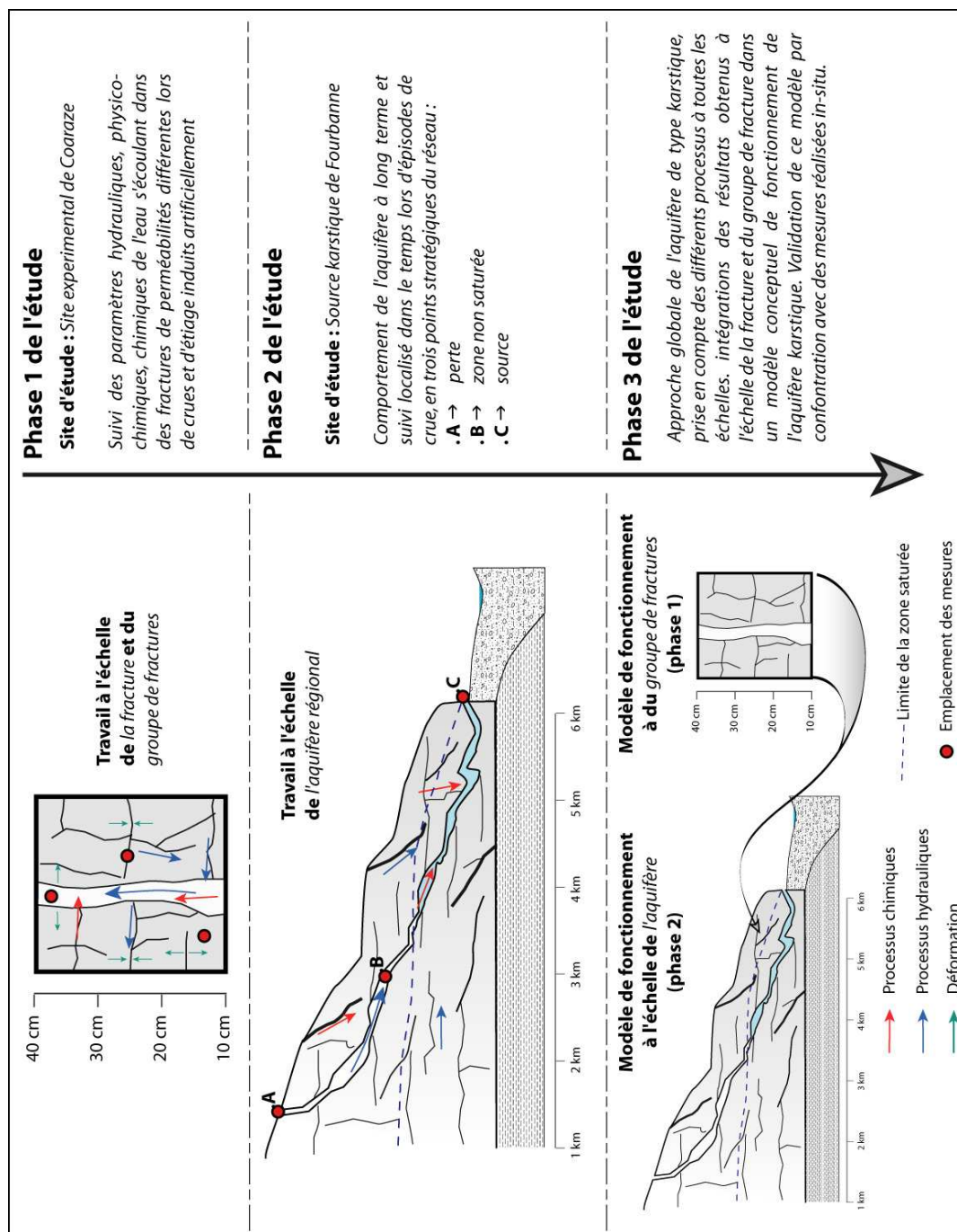


Fig. 1. 17. : Stratégie d'étude multi échelle et multi site développée tout au long de cette étude

La dernière phase de ce travail va consister à relier les observation faites à Coaraze et à les intégrer dans le fonctionnement de l'aquifère de Fourbanne (**Fig. 1.17**). Le modèle conceptuel obtenu démontrera l'importance de la prise en compte des contrastes de perméabilité au sein des aquifères karstiques et permettra l'interprétation de mécanismes rarement observés au sein d'aquifères karstiques.

Chapitre 2 : Travail à l'échelle de la fracture ou du groupe de fractures. Laboratoire naturel de Coaraze

Les travaux à l'échelle de la fracture et du groupe de fractures ont été réalisés sur le site expérimental de Coaraze dans les Alpes Maritimes (06). La première partie de ce chapitre est composée d'une présentation géographique et géologique du site ainsi que d'une mise en relief de l'originalité des expérimentations réalisables à l'échelle de cet aquifère.

Cette première approche est suivie d'une description du comportement hydraulique et hydromécanique particulier des aquifères fracturés, s'appuyant sur un certain nombre d'expérimentations réalisées au cours de l'étude du site de Coaraze. Il ressort notamment de cette série d'expérimentations que les efforts faits pour améliorer la connaissance hydraulique de l'aquifère de Coaraze enrichissent la compréhension du fonctionnement plus général des aquifères à double perméabilité. L'objectif de cette première phase de travail est de dresser un modèle conceptuel de fonctionnement hydraulique, tenant compte des déformations hydromécaniques des aquifères à double perméabilité.

Dans une troisième partie, nous aborderons la description du fonctionnement hydrochimique général de l'aquifère de Coaraze et les apports de cette approche à la compréhension du fonctionnement hydraulique du site, et plus généralement des aquifères fracturés carbonatés à double perméabilité.

Enfin, la dernière partie de ce chapitre présente l'étude hydrochimique in-situ d'un système composé de deux discontinuités. Cette approche va permettre de préciser le comportement hydrochimique de réseaux de discontinuités présentant des contrastes de perméabilité, au sein d'un aquifère fracturé carbonaté de taille réduite. Un fonctionnement hydraulique sera déduit du fonctionnement hydrochimique et confronté au modèle établi dans la première phase de travail. Les objectifs sont de caractériser la signature hydrochimique d'un milieu carbonaté à double perméabilité et d'isoler le signal chimique de ses différents compartiments. Nous terminerons par une réflexion relative à la possibilité de détecter une déformation d'origine mécanique ou hydromécanique grâce à l'outil hydrochimique.

1. Le laboratoire naturel de Coaraze

1.1 Contexte géographique et géologique régional

1.1.1 Géographie

Le village de Coaraze est situé à une trentaine de kilomètres au nord de Nice, dans le département des Alpes Maritimes (06), à l'extrême sud-est de la France (**Fig. 2.1**). Le dispositif expérimental se situe à proximité du hameau de "La Parre", au nord du village de Coaraze en direction du col Saint-Roch (**Fig. 2.2**). La haute vallée du Paillon est une zone très encaissée, dominée par les sommets de la Roccassière (1504 m), du Mont Féron (1413 m) et de la cime du Savel (1015 m), le fond de la vallée se situe à une altitude de 528 m à au niveau du village de Coaraze. Le site expérimental est localisé à une altitude de 650 m sur la rive gauche d'un affluent du Paillon de Contes (**Fig.2.2**).

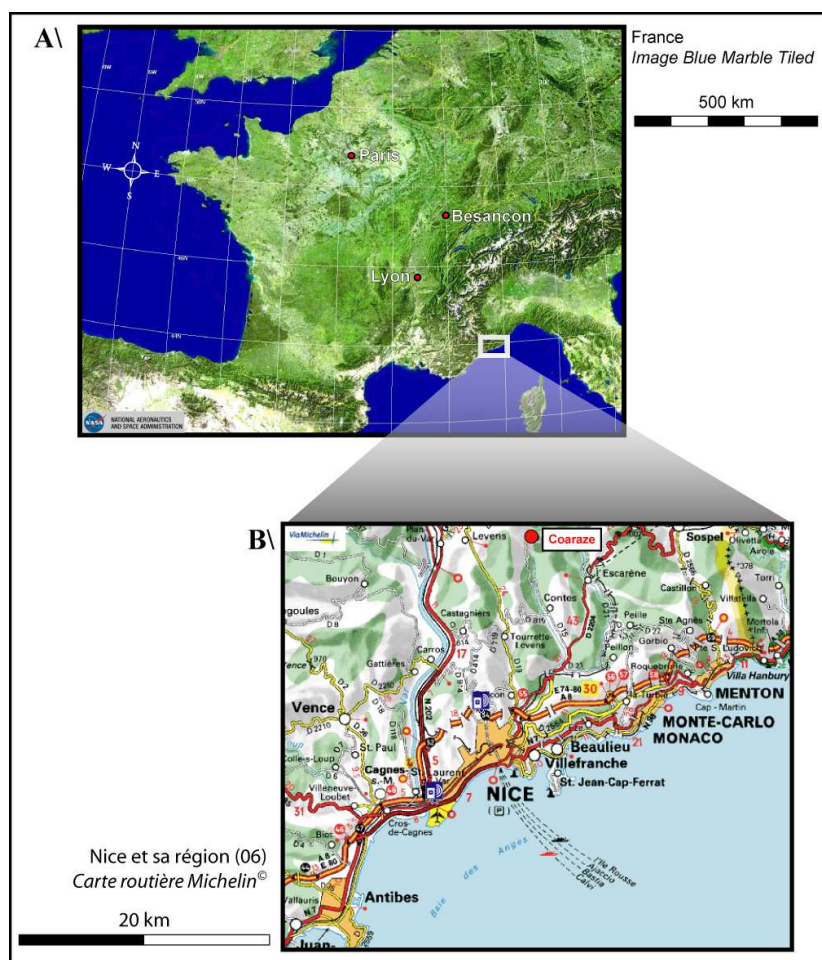


Fig. 2. 1. Localisation géographique du village de Coaraze.

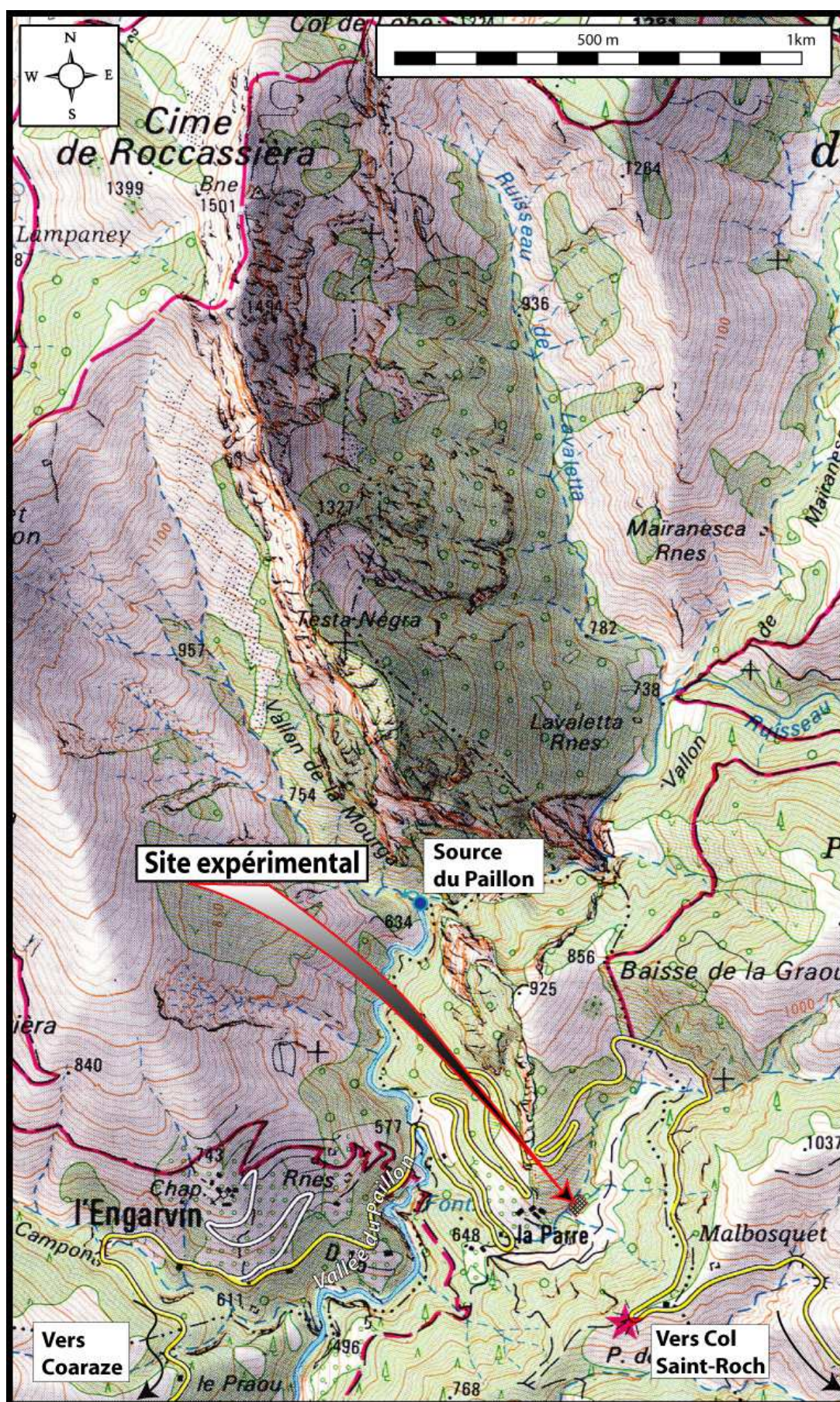


Fig. 2. 2. Hameau de La Parre, haute vallée du Paillon de Contes (Extrait Top25 3741 ET IGN®)

1.1.2 Géologie

D'un point de vue géologique, le site de Coaraze appartient au massif de la Roccassière. Ce massif est constitué de calcaires jurassiques extrusifs à travers de la couverture crétacée (*Guglielmi, 1999*). La série stratigraphique secondaire de la haute vallée du Paillon est représentée sur la **Figure. 2.3**.

La base de la série est composée de calcaires massifs du Jurassique, d'une épaisseur de 500 mètres. La série crétacée débute par des terrains calcaires et marno-calcaires d'âge néocomien et albien. Viennent ensuite les terrains du Cénomanién, composés de marnes noires à bancs calcaires. Enfin la série du Crétacé se termine par des terrains marno-calcaires d'une épaisseur de 400 à 600 mètres.

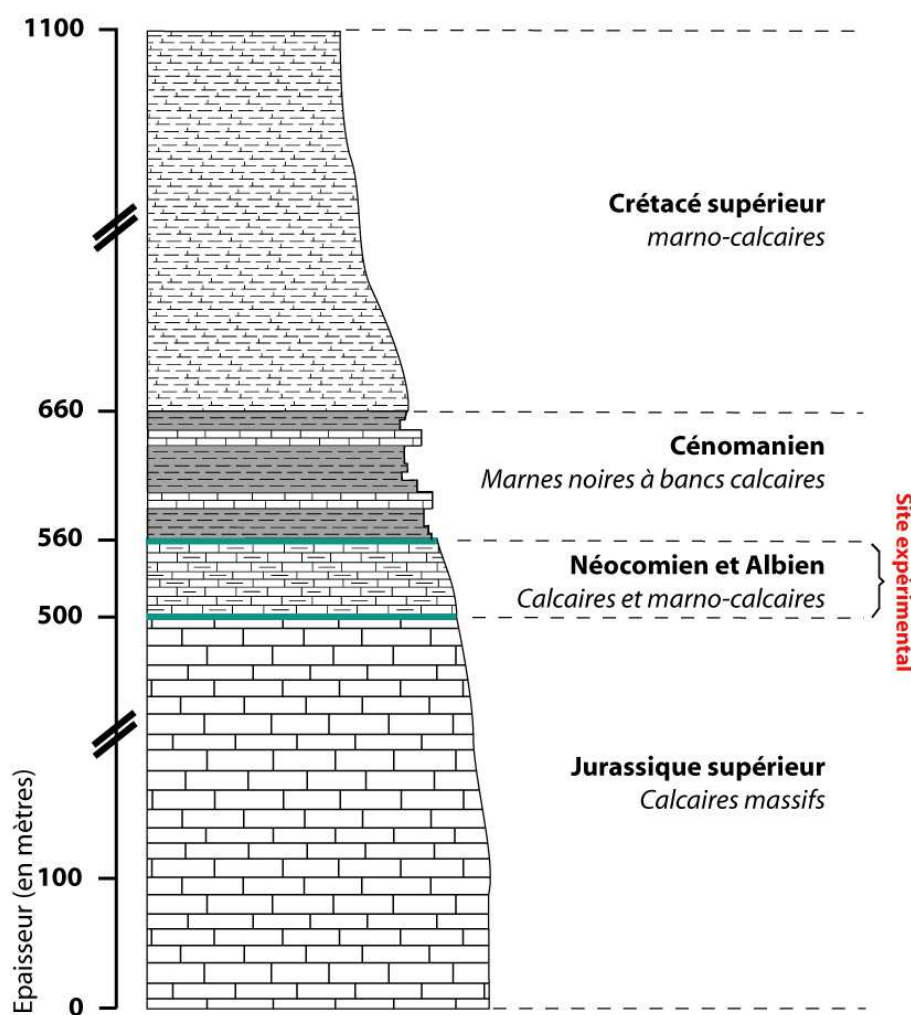


Fig. 2. 3. Log stratigraphique simplifié du massif de Roccassière

En terme d'organisation structurale, le massif de la Roccassiera peut être différencié en deux zones séparées (Guglielmi, 1999) par la vallée du Paillon, une zone septentrionale et une zone méridionale (**Fig. 2.4.**). Le laboratoire naturel de Coaraze se situe dans la partie septentrionale du massif de Roccassiera (**Fig. 2.4.**). Ce massif présente une structure monoclinale de direction méridienne et d'un pendage de 45° E. Dans la partie septentrionale du massif, la structure monoclinale est découpée par un accident décro-chevauchant NW-SE, qui place le Jurassique et le Crétacé en contact anormal, avec présence d'une lentille tectonique. Le site expérimental de Coaraze est à l'est de cet accident tectonique, à la limite Jurassique supérieur/Crétacé (**Fig. 2.4.**).

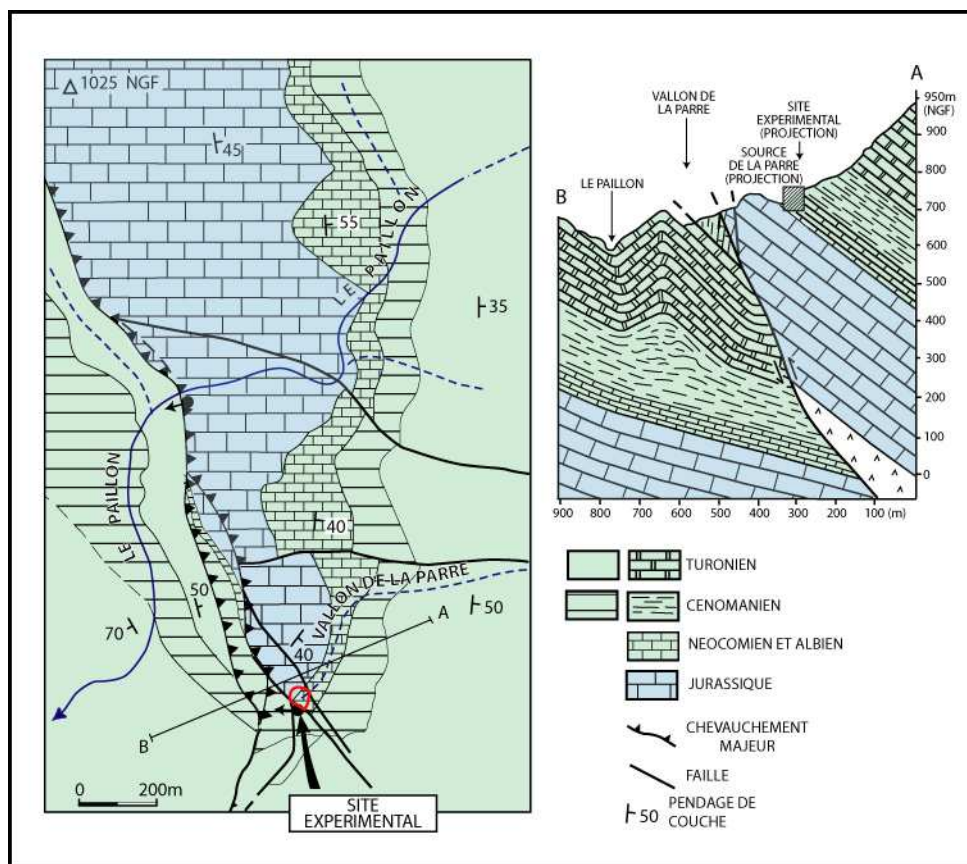


Fig. 2. 4. Contexte structural du massif de Roccassiera et position structurale du site expérimental de Coaraze (d'après Guglielmi, 1999)

1.2 Le site laboratoire de Coaraze

Le site expérimental de Coaraze correspond à un réservoir aquifère naturel de taille réduite ($30\text{m} \times 20\text{m} \times 10\text{m}$). Les raisons du choix du site expérimental de Coaraze repose sur le contrôle actif de l'utilisateur sur les paramètres hydrauliques de l'aquifère. En effet, l'étude

hydrogéologique d'un aquifère est le plus souvent dépendante du milieu naturel et de ses fluctuations non contrôlables. A Coaraze, l'utilisateur s'affranchit des fluctuations naturelles de conditions hydrauliques du système. En effet, un dispositif permet le contrôle du débit de la source drainant l'aquifère et donc de la quantité d'eau stockée dans le réservoir. De plus cet aquifère est soumis à un climat de type méditerranéen, le site expérimental autorise donc des expérimentations de longue durée sans apport d'eau extérieure, durant les périodes prolongées de déficit en précipitation.

1.2.1 Lithologie et minéralogie

L'aquifère fracturé de Coaraze est un aquifère de type calcaire. Il est constitué de terrains d'âge crétacé, et plus précisément d'âge berriasien-valanginien (**Fig. 2.3.**). Ces terrains surmontent des terrains jurassiques, qui constituent eux aussi une réserve aquifère. La relation entre ces deux aquifères sera explicitée au paragraphe **1.2.4. (Fonctionnement hydraulique)**. Bien que l'aquifère Crétacé affiche des dimensions réduites, il présente une grande variabilité minéralogique. Le prélèvement d'échantillons sur toute la hauteur de l'aquifère et leur observation en lames mince a permis une caractérisation minéralogique des aquifères crétacé et jurassique.

La limite entre ces deux aquifères est soulignée par un banc de marnes à glauconie imperméable de 1.5m d'épaisseur. Au point de vue minéralogique, les calcaires crétacés se différencient clairement des calcaires jurassiques. Ces derniers sont de type mudstone, leur observation au microscope montrant une micrite carbonatée franche.

Le Crétacé, lui, correspond à un faciès de type packstone dans sa partie basale (**échantillon 1, Fig. 2.5.**). La couche à glauconie se rapprochant d'un faciès argilo-gréseux glauconieux. Au niveau du contact avec la limite imperméable basale (**échantillon 1, Fig. 2.5a, a'.**), les grains sont représentés majoritairement par de la glauconie, d'une taille maximale de 0.5 mm. Ces minéraux sont contenus dans une boue carbonatée. Une grande quantité de pyrite framboïdale est associée à la glauconie. L'association de ces deux minéraux n'est pas fortuite. En effet les auteurs travaillant sur des sédiments marins actuels (*Kelly et Webb, 1999; Giresse et Wiewiora, 2001; Robinson, 2001; Ku et Walter, 2003*) montrent un lien génétique étroit entre ces deux minéraux. *Kelly et Webb (1999)* décrivent le remplacement de la glauconite authigène par de la pyrite framboïdale dans des conditions diagénétiques oxydantes. De larges

zones dolomitiques sont aussi observées sous forme de ciment sparitique secondaire. Quelques grains de quartz sont présents.

La partie supérieure de l'aquifère Crétacé correspond à un faciès de type wackstone (**échantillon 2, Fig. 2.5b, b'.**). Le passage du faciès de type packstone à wackstone est progressif de la base au sommet du massif. Dans la partie centrale de l'aquifère, la quantité et la taille des grains de glauconie diminuent, accompagnées dans cette tendance par les cristaux de pyrite framboïdale. Dans la partie supérieure de l'aquifère, où micrite et sparite dolomitiques dominent l'assemblage minéralogique, ces minéraux sont difficilement observables. La limite supérieure de l'aquifère est marquée de nouveau par la présence d'un niveau argilo-sableux glauconieux de 2m d'épaisseur, qui limite l'aquifère Berrisien-Valanginien des marnes à bancs calcaires des formations plus récentes de l'Hauterivien-Barrémien.

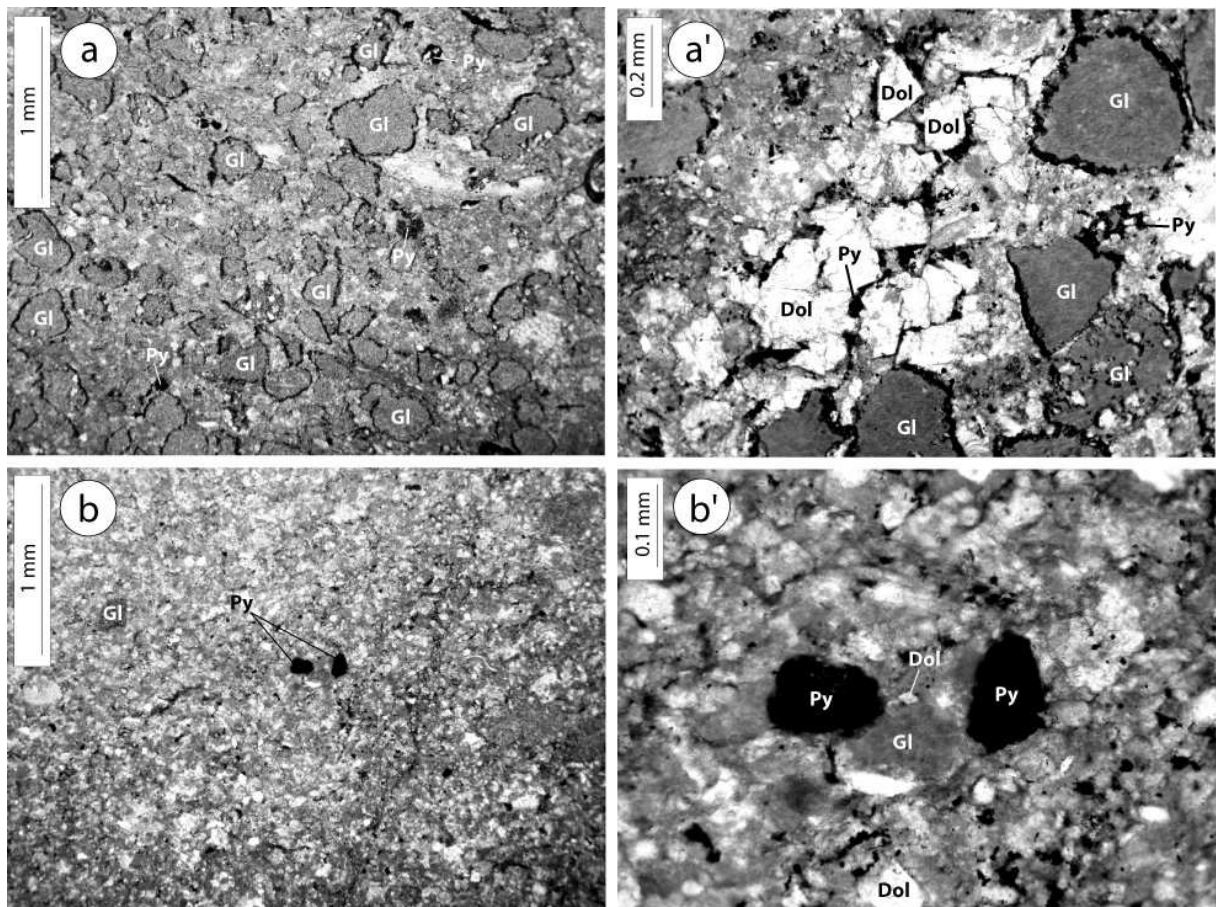


Fig. 2. 5. Observation microscopique de l'échantillon n°1 (photos a et a'(détail)) et de l'échantillon n°2 (photos b et b'(détail)). dolomite (Dol); pyrite (Py); glauconite (Gl)

D'un point de vue minéralogique, l'aquifère crétacé est plus enrichi en dolomite, pyrite et glauconite que l'aquifère jurassique. La présence de dolomite explique la karstification limitée de l'aquifère Crétacé comparé à l'aquifère Jurassique qui présente de nombreuses formes d'altération chimique à l'affleurement, absentes dans les calcaires d'âge crétacé. Il faut noter que certains joints de stratification présentent un remplissage glauconieux. Les calcaires constituant l'aquifère Crétacé sont donc marqués par un fort caractère détritique qui signe un changement de milieu de sédimentation, suite aux dépôts d'âge jurassique.

1.2.2 Structure et macrofracturation du Vallon de La Parre

Le vallon de La Parre s'oriente selon une direction N 40. La ligne de talweg est marquée par le banc de glauconie, qui correspond à la limite entre les terrains Jurassique et Crétacé (**Fig. 2.6**). Les terrains jurassiques et crétacés ont une direction N 40-45E un pendage de 45 à 50E.



Fig. 2. 6. Vue du vallon de La Parre en direction de l'aval, le site expérimental est en rive gauche

A l'échelle du vallon de La Parre, deux failles majeures découpent les structures, toutes deux très bien visibles dans la morphologie du site.

La première, située le plus en amont du site, décale la couche imperméable à glauconie de quelques mètres selon un jeu inverse. Cette faille à jeu inverse affiche une direction N50 à N80 et un pendage de 70°N (**Fig. 2.7.**).

La seconde, de direction N140, à pendage vertical, correspond aux premières manifestations de l'accident régional décrit précédemment qui découpe le massif de Roccasièra. Cet accident amène les niveaux du Crétacé supérieur (Turonien marno-calcaire) en contact anormal avec les calcaires du Crétacé inférieur qui constituent l'aquifère (**Fig. 2.8.**). Le site expérimental se localise donc sur la bordure Est de la lentille tectonique décrite en **1.1.2 Géologie (Fig. 2.4.)**. Cette zone d'accident constituant la limite sud de l'aquifère, l'écaille carbonatée aquifère bute contre les marnes aquifuges du Cénomanién.

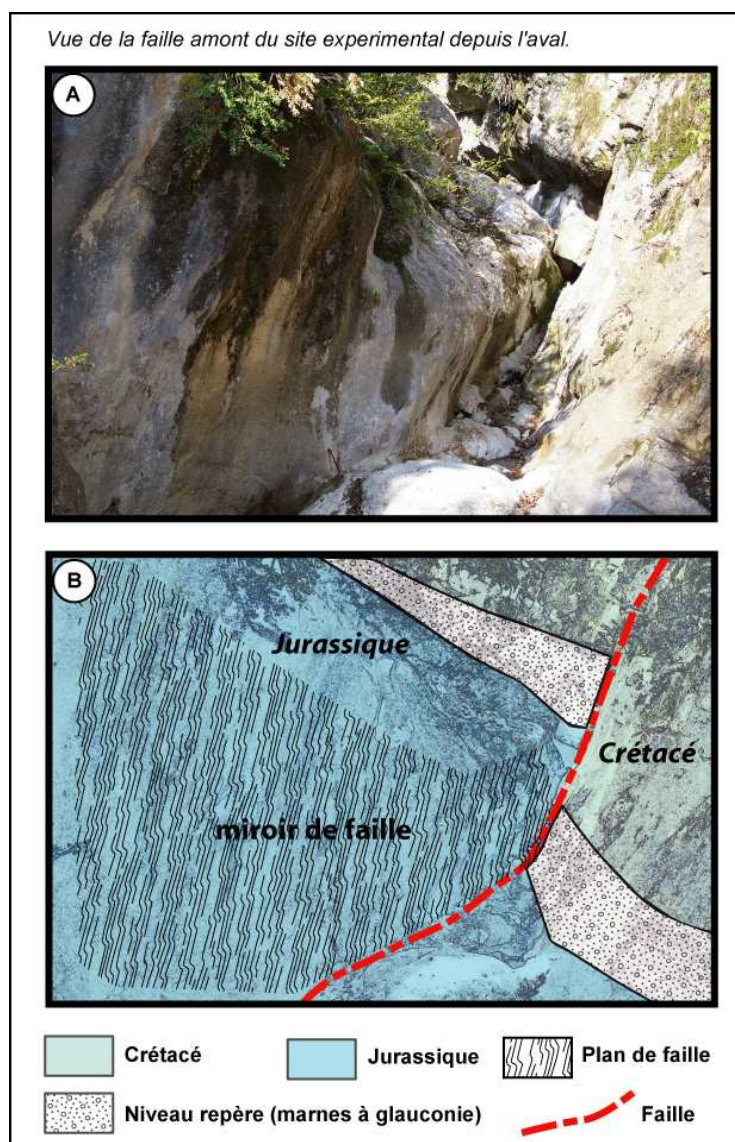


Fig. 2. 7. Photo et schéma interprétatif de la faille amont du site expérimental

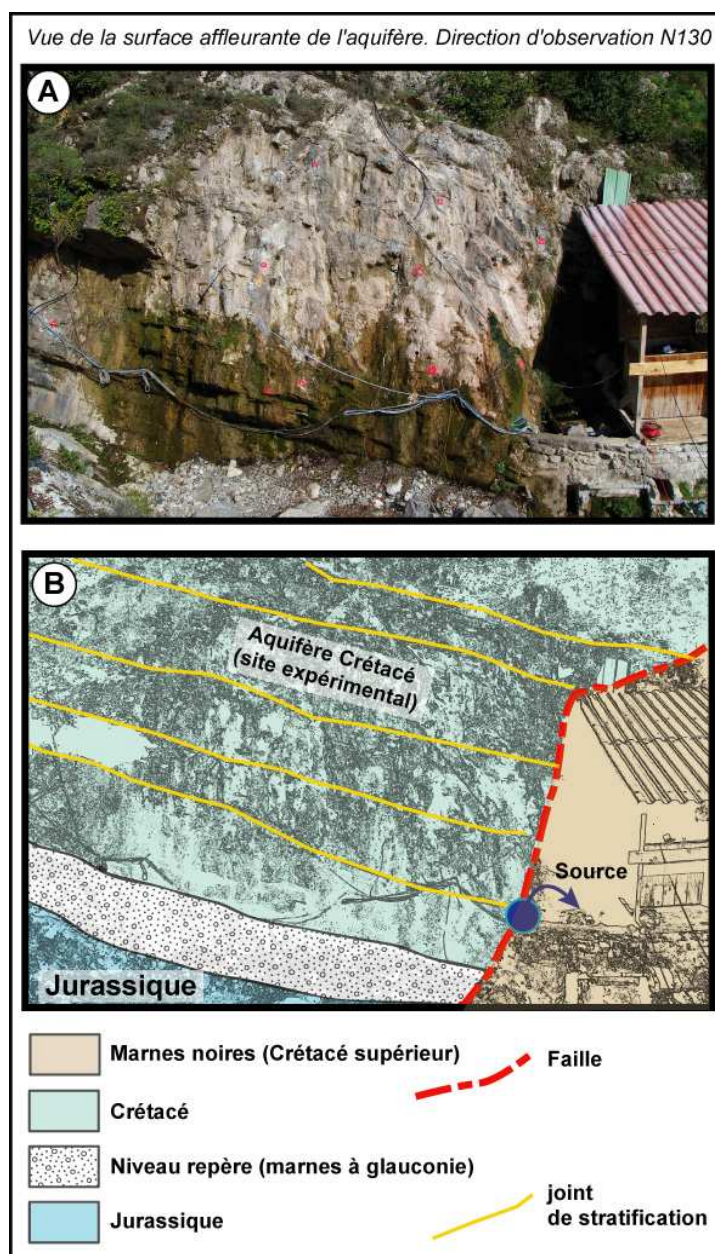


Fig. 2. 8. Photo et schéma interprétatif de la faille aval du site expérimental

1.2.3 Més fracturation du site expérimental

Plusieurs études de la fracturation à l'échelle de l'aquifère ont été menées depuis la mise en place du site expérimental (Guglielmi, 1999; Fenart, 2002; Cappa et al., 2005). Il en résulte une très bonne connaissance du réseau de fracturation de l'aquifère étudié. L'utilisation d'un tachéomètre TDA 5500 Leica® a permis une cartographie de l'ensemble de ces discontinuités (Fig. 2.9.).

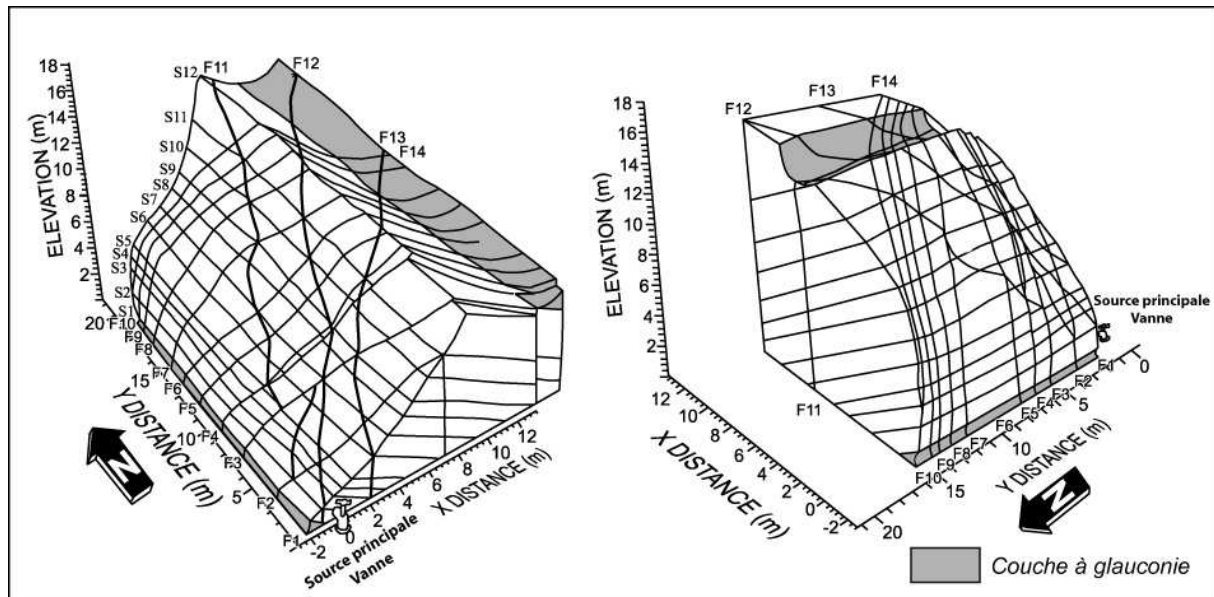


Fig. 2. 9. Mésofracturation en rive gauche du vallon de La Parre (Cappa et al., 2005)

Ces études successives ont permis de faire ressortir trois familles de discontinuités

- Les plans de stratification : L'aquifère de Coaraze présente une stratification régulière. 12 plans de stratification ont été recensés. Ces plans ont une direction N40 avec un pendage de 45°SE. On peut différencier des joints de stratification majeurs et des joints de stratification mineurs, en fonction de leur ouverture. L'espacement de ces plans varie de 50cm à 1m (**Fig. 2.9. S₁ à S₁₂**).
- Les failles de direction N50-70 : Leur pendage est de 70 à 90°NW, et elles sont espacées de deux à trois mètres (**Fig. 2.9. F₁₁, F₁₂ et F₁₃**).
- Les failles de direction N120-140 de pendage 75 à 90°NW que l'on retrouve avec un espacement moyen de 2m (**Fig. 2.9. F₁ à F₁₀ et F₁₄**).

Fenart (2002), a étudié en détail les propriétés de surface de ces différentes familles de discontinuités ainsi que leur propriétés hydrauliques, nous détaillerons les résultats de cette étude plus en avant dans le mémoire (*cf. 2.1. Quantification de la double perméabilité d'un aquifère fracturé carbonaté*).

1.2.4 Fonctionnement hydraulique

En terme d'hydrogéologie, l'aquifère Crétacé est exclusivement alimenté par l'aquifère jurassique, les infiltrations de surface pouvant être négligées étant donné la très faible surface affleurante de l'aquifère, sa forte pente ainsi que le régime méditerranéen des précipitations régionales favorisant le ruissellement de l'eau de pluie. L'alimentation se fait par l'intermédiaire de la faille amont du vallon (**Fig. 2.7.**) (*Guglielmi, 1999*), qui décale le niveau imperméable (argiles gréseuses à glauconie). L'aquifère crétacé est donc alimenté par l'amont. L'eau s'écoule ensuite par gravité dans les calcaires crétacés, au dessus du banc imperméable à glauconie. L'exutoire de ce petit massif rocheux se situe au niveau de la zone de faille aval. La source a un débit moyen de 15 L.s^{-1} . Les limites hydrogéologiques du site expérimental de Coaraze sont donc bien connues (**Fig. 2.10A et B.**)

La base et le sommet sont délimités par des niveaux imperméables, la limite amont correspond à la zone d'alimentation (limite perméable) et la partie aval est limitée par la faille régionale qui joue le rôle d'une limite imperméable. La seule incertitude concernant les limites de l'aquifère concerne son prolongement en profondeur. En effet, les calcaires du Crétacé ont un pendage de 45°E . La limite supérieure imperméable de l'aquifère pourrait donc lui conférer un caractère captif. L'étendue de l'aquifère en profondeur est mal connue, on peut supposer que le secteur du site expérimental correspond à la partie superficielle d'une nappe plus importante contenue en profondeur.

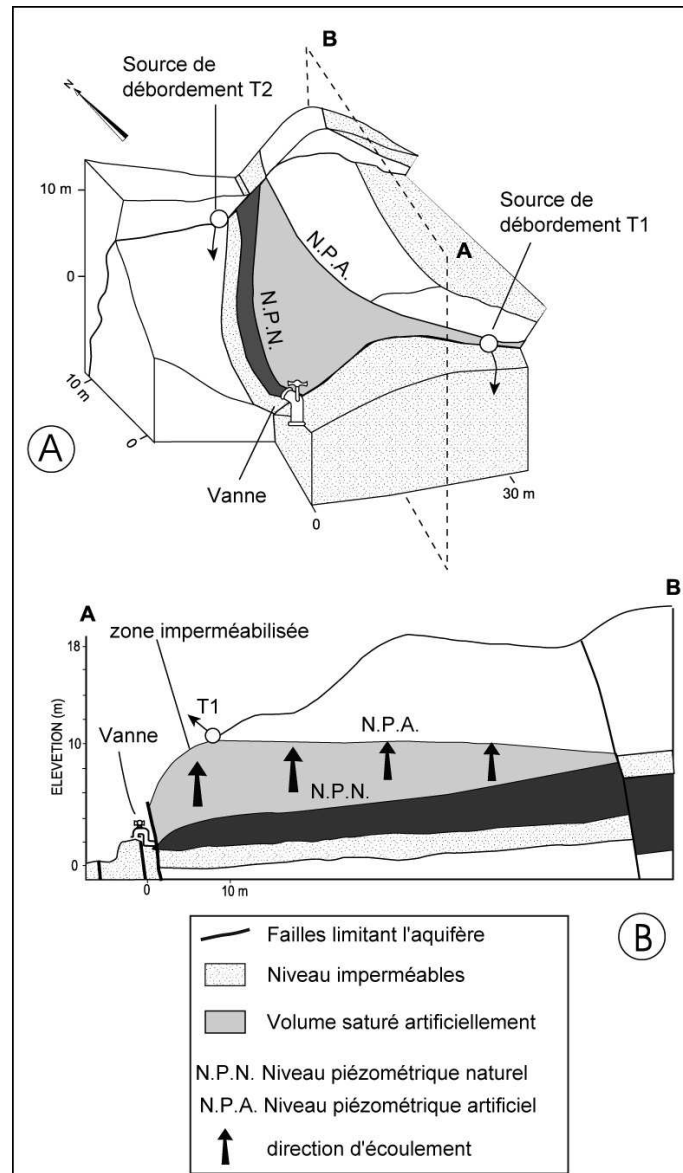


Fig. 2. 10. Fonctionnement hydrogéologique naturel et artificiel de l'aquifère de Coaraze (A) Block 3D de l'aquifère de Coaraze. (B) Coupe longitudinale de l'aquifère de Coaraze (Guglielmi, 1999; Guglielmi et Mudry, 2001; Cappa et al., 2005).

1.2.5 Instrumentation

C'est l'aménagement artificiel de ce site qui lui confère son caractère expérimental. Une vanne a été installée au niveau de la source de manière à contrôler son débit. Cette installation permet de faire varier l'exutoire d'un débit nul jusqu'au débit naturel de la source (**Fig.2.10A et B.**). En complément, la surface affleurante fortement pentée de l'aquifère a été imperméabilisée à l'aide de ciment. Ainsi, lorsque la vanne est fermée, l'eau est stockée dans l'aquifère, le niveau piézométrique augmente et seules quelques fuites persistent au niveau de

la surface affleurante de l'aquifère. On peut donc distinguer un niveau piézométrique naturel (vanne ouverte) et un niveau piézométrique artificiel (vanne fermée) (**Fig.2.10A et B.**)

De manière à suivre l'évolution des paramètres hydrauliques, mécaniques et chimiques au niveau des familles de discontinuités décrites précédemment (**Fig. 2.11A**), un certain nombre de forages ont été réalisées et équipés de différents types d'appareils de mesure (**Fig. 2.11B.**)

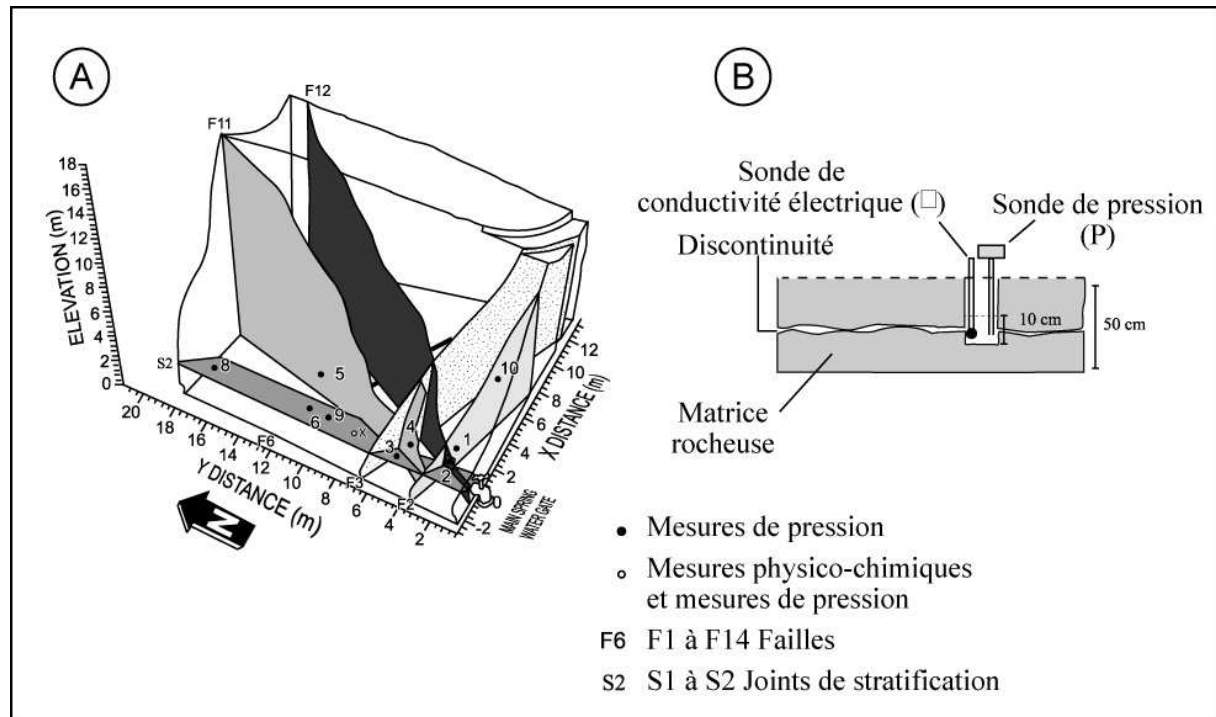


Fig. 2. 11 (A) Localisation des points de mesures et des discontinuités testées. (B) Dispositif d'appareillage des discontinuités (D'après Guglielmi, 1999; Cappa et al., 2005)

- Mesures de pression

Les mesures de pression sont réalisées à l'aide de capteurs de pression absolue Telemac CL1[®]. Ces capteurs fonctionnent selon le principe de la corde vibrante, leur précision est de 10 Pa.

- Mesures multi paramètres

Deux sondes OTT Orphéus[®] sont aussi présentes sur le site, et peuvent être installées dans l'une ou l'autre des discontinuités. Ces sondes mesurent la pression (précision 10 Pa), la température (0,1°C) et la conductivité (précision 0,1µs/cm).

- Mesures de température

Les mesures de température de la roche se font à l'aide de thermocouples Glötzl[®] PT 100, leur résolution est de 0,1 °C.

- Mesures de déformation

Les mesures de déformation sont réalisées à partir d'extensomètres à corde vibrante de 0,15m de longueur, la précision des mesures réalisées est de $0,5\mu\text{m.m}^{-1}$. Un inclinomètre de Blum est aussi en place sur le site expérimental de Coaraze, mais les mesures réalisées n'ont pas été utilisées durant le travail présenté dans ce mémoire.

- Centralisation des données et accès aux discontinuités

L'ensemble des capteurs présents sur le site sont reliés à une station d'acquisition Campbell® qui centralise les données récoltées, avec un pas de temps choisi par l'opérateur. De plus, chaque discontinuité est équipée d'un système de vanne, qui permet de soutirer ou injecter de l'eau au niveau de la fracture. Ces vannes sont aussi utilisées pour prélever des échantillons d'eau représentatifs de l'eau contenue dans la discontinuité.

1.2.6 Analyses chimiques

Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire d'hydrogéologie du Département de Géoscience de l'Université de Franche-comté. L'eau destinée aux analyses en éléments majeurs a été prélevée dans des flacons en polyéthylène de 50 ml. Chaque prélèvement a été précédé de trois rinçages successifs des flacons avec l'eau de l'aquifère. Chaque prélèvement a été accompagné de mesures manuelles des paramètres physico-chimiques. Pour chaque prélèvement 150 ml ont été prélevés.

L'analyse des concentrations en ions Ca^{2+} et HCO_3^- ont été réalisées dans les 12 heures suivant les prélèvements. Le matériel utilisé est une station de titrage potentiométrique (modèle TitraLab 90®, Radiometer Analytical®), la précision de la mesure pour l'ion calcium est donnée à $\pm 0.210 \text{ mg.L}^{-1}$ ou $\pm 0.3 \%$ et $\pm 0.4 \text{ mg.L}^{-1}$ ou $\pm 0.28 \%$ pour l'alcalinité.

Les cations K^+ , Na^+ , Mg^{2+} ont été analysés avec un spectrophotomètre à adsorption atomique (Perkin Elmer 1100B®). La sensibilité de cet appareil pour l'analyse des cations est la suivante : K^+ : $\pm 0.8 \text{ mg.L}^{-1}$, Mg^{2+} : $\pm 0.78 \text{ mg.L}^{-1}$, Na^+ : $\pm 0.12 \text{ mg.L}^{-1}$.

Les anions SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- ont été analysés par chromatographie ionique. Le chromatographe utilisé est un modèle DX100® (DIONEX) équipé d'un passeur automatique.

Les concentrations sont fournies avec une précision de $\pm 0.2 \text{ mg.L}^{-1}$. La validité de chaque analyse a été vérifiée par la réalisation de balances ioniques.

2. La double perméabilité et ses conséquences hydrauliques

L'aquifère de Coaraze permet l'observation, à l'échelle d'un groupe de fractures, du phénomène de double perméabilité (*Guglielmi et Mudry, 2001; Fenart, 2002; Cappa et al., 2005*).

2.1 Quantification de la double perméabilité d'un aquifère fracturé carbonaté

Une série de tests hydrauliques a permis une bonne caractérisation des propriétés hydrauliques de l'aquifère et notamment des différentes familles de discontinuités affectant le massif. Cette première étape de quantification des propriétés hydrauliques du réseau de discontinuités était indispensable avant toute approche hydrochimique ou hydromécanique à l'échelle du groupe de fractures. Les mesures de terrain ont ainsi permis d'évaluer les contrastes de perméabilité affectant le champ de perméabilité de l'aquifère expérimental de Coaraze.

La conductivité hydraulique des différents types de discontinuités a été évaluée par la réalisation de "pompage d'essais" à débit constant et d'essais d'injection (slug test) à pression constante, localisés sur les différentes discontinuités. Nous avons procédé à un soutirage gravitaire de l'eau par l'intermédiaire des vannes équipant les différentes fractures. Le premier type de pompage d'essai a été réalisé au niveau des discontinuités identifiées comme les plus perméables et le second au niveau des discontinuités peu perméables pour lesquelles un pompage d'essai est difficile à mettre en œuvre, étant donné le faible débit d'eau circulant dans la discontinuité. L'interprétation des pompages d'essai (*Fenart, 2002; Cappa et al., 2005*) s'est faite dans un premier temps par l'évaluation des ouvertures hydrauliques équivalentes à l'aide de l'équation donnée par *Rugvist (1995)*.

$$e_h = \left[\frac{6 \cdot v \cdot Q \cdot \ln\left(\frac{r}{r_0}\right)}{g \cdot \pi \cdot (H_0 - H_r)} \right]^{1/3} \quad (1)$$

avec e_h ouverture hydraulique équivalente, ν la viscosité cinématique [L^2T^{-1}], Q le débit d'eau circulant à travers la fracture [$L.T^{-1}$], r étant la distance au puits r_0 et l'hypothèse étant faite que $r=1000.r_0$, sachant qu'à grande distance de la source, H_r sera égal à 0. L'erreur relative induite par ces approximations induit une erreur relative de 20% sur la valeur de l'ouverture hydraulique calculée (Fenart, 2002; Cappa et al., 2005).

Les conductivités hydrauliques (K_h) ainsi calculées sont converties en conductivités hydrauliques équivalentes à partir de la loi cubique modifiée de Witherspoon (1980), (équation. 2).

$$e_h = \sqrt{\frac{12\mu K_h}{\rho g}} \text{ d'où } K_h = \frac{(e_h)^2 \rho g}{12\mu} \quad (2)$$

Les résultats obtenus sont présentés dans le **tableau. 2.1**. Deux gammes de perméabilité sont différenciables : Les failles, dont les valeurs de conductivité s'échelonnent de $0,57.10^{-4}$ à $1,9.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et qui sont plus élevées de deux ordres de grandeurs que les conductivités hydrauliques mesurées au niveau des joints de stratification qui, elles, s'échelonnent de $0,9.10^{-6}$ à $7,6.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$.

Tableau. 2 1. Conductivités hydrauliques déterminées à la suite de l'interprétation des "slug tests" et de pompage d'essais réalisés au niveau des discontinuités représentées figure 2.9 (Fenart, 2002; Cappa et al., 2005)

Point de mesure	Type de discontinuité	K (m.s^{-1})	B_h (m)
1	Faïlle F2	$5.7 \cdot 10^{-3}$	$2.6 \cdot 10^{-4}$
2	Faïlle F12	X	X
3	Joint de stratification S2	X	X
4	Faïlle F11	$2.3 \cdot 10^{-4}$	$5.3 \cdot 10^{-4}$
5	Faïlle F11	$1.9 \cdot 10^{-4}$	$4.8 \cdot 10^{-4}$
6	Joint de stratification S2	$7.6 \cdot 10^{-6}$	$9.6 \cdot 10^{-5}$
8	Joint de stratification S2	$3.8 \cdot 10^{-6}$	$6.8 \cdot 10^{-5}$
9a	Joint de stratification S2	$3.2 \cdot 10^{-6}$	$6.2 \cdot 10^{-5}$
9b	Joint de stratification S3	$9.0 \cdot 10^{-7}$	$3.3 \cdot 10^{-5}$
10	Faïlle F2	$2.0 \cdot 10^{-4}$	$4.9 \cdot 10^{-4}$

Ces résultats issus de mesures *in situ* (Fenart 2002) permettent la confirmation et la quantification du modèle de double perméabilité mis préalablement en évidence par Guglielmi et Mudry (2001) au niveau du site expérimental de Coaraze.

Cependant le contraste de perméabilité égal à 10^2 m.s^{-1} mesuré au niveau de l'aquifère de Coaraze ne couvre pas l'ensemble du champ de perméabilité caractérisant les aquifères karstiques et décrit par Kiraly (1975). Si l'on se réfère à la **figure 1.15.** les perméabilités mesurées à Coaraze couvrent le champs de perméabilité mesurées en forage et une partie des perméabilités mesurables en laboratoire, qui sont respectivement l'échelle "sublocal" et l'échelle "du laboratoire" décrites par Sauter, (1992). Le domaine de perméabilité supérieur à 10^{-4} m.s^{-1} n'a pas été mesuré à Coaraze. Ceci est la conséquence du faible degré de karstification de l'aquifère expérimental et par conséquent l'absence de conduit karstiques majeurs comme l'on peut trouver dans les aquifères karstiques jurassiens. La phase de travail à l'échelle de l'aquifère de Coaraze va donc permettre l'étude du comportement hydraulique et hydrochimique des réseaux de discontinuités les moins perméables d'un aquifère karstique.

2.2. Conséquences hydrauliques d'une structure à double perméabilité.

2.2.1. Relations hydrauliques et connectivité des réseaux de discontinuités

La connectivité du réseau de fracturation a été testée par des " pompage d'essais " réalisés au niveau de plusieurs discontinuités. Nous en présenterons deux dans ce mémoire qui illustrent bien les résultats obtenus. La relation hydraulique et la connexion entre les différents réseaux de discontinuités ont été évaluées en fonction de la réponse hydraulique mesurée sur l'ensemble des discontinuités appareillées du massif lors d'un pompage réalisé sur l'une d'elle. Cette méthode permet d'évaluer le degré de connexité entre les discontinuités et de mieux connaître la nature des relations hydrauliques entre les différents réseaux. Les **figures 2.12 et 2.13** présentent deux pompages réalisés avec une charge stabilisée à 5 mètres dans l'aquifère.

Le premier pompage (**Fig. 2.12.**) est réalisé dans une discontinuité majeure du massif (F_3). Deux joints de stratification sont connectés à cette discontinuité (S_1 et S_2). La pression est suivie dans ces deux plans de stratification. Trois pompages successifs sont réalisés. Un premier pompage de 15 minutes avec un débit maintenu à 7 ml.s^{-1} , un second de même durée

avec un débit de pompage égal à 100 ml.s^{-1} et un dernier pompage de 30 minutes à 1000 ml.s^{-1} . Les deux premiers pompages n'induisent pas de chute de pression significative dans les discontinuités surveillées. Par contre, le troisième pompage induit une chute de pression immédiate dans le drain qui se poursuit durant les 30 minutes du test. La chute de pression atteint une valeur maximale de 60 KPa. Une fois le pompage stoppé, la pression dans le drain retrouve sa valeur initiale 20 minutes plus tard.

Dès le début de la chute de pression dans le drain, la charge mesurée dans les joints de stratification suit la même évolution. La variation de pression enregistrée est du même ordre de grandeur.

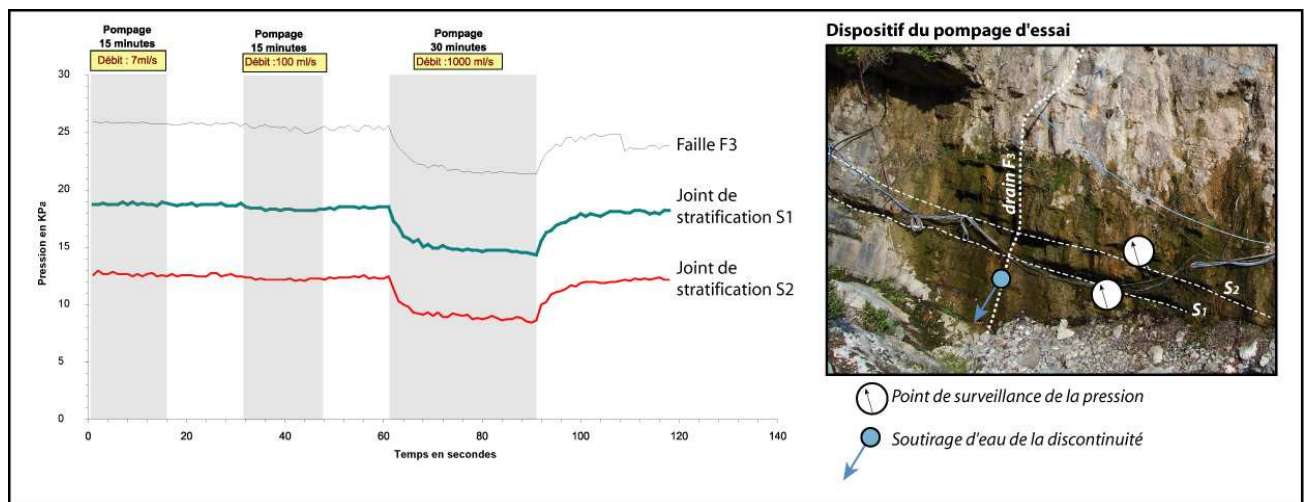


Fig. 2. 12 Soutirage dans le drain F₃ et suivi de l'évolution des pressions en S₁ et S₂.

Le second pompage d'essai est réalisé au niveau du joint de stratification. Le protocole suivi est le suivant. Trois pompages sont réalisés. Un premier pompage de 15 minutes avec un débit de 5 ml.s^{-1} suivi d'un deuxième pompage de 20 minutes à 150 ml.s^{-1} et un dernier pompage de 40 minutes avec un débit de 500 ml.s^{-1} . Une chute de pression de 3 KPa intervient dans le joint de stratification S₁ lors du second pompage. Cette variation de pression n'est pas répercutée de manière significative sur les autres discontinuités. Le dernier pompage induit une vidange complète du joint de stratification la pression tombant à 1 KPa. Cette chute de pression se transmet aux autres discontinuités de manière très atténuée, la chute de pression étant de 1,5 KPa.

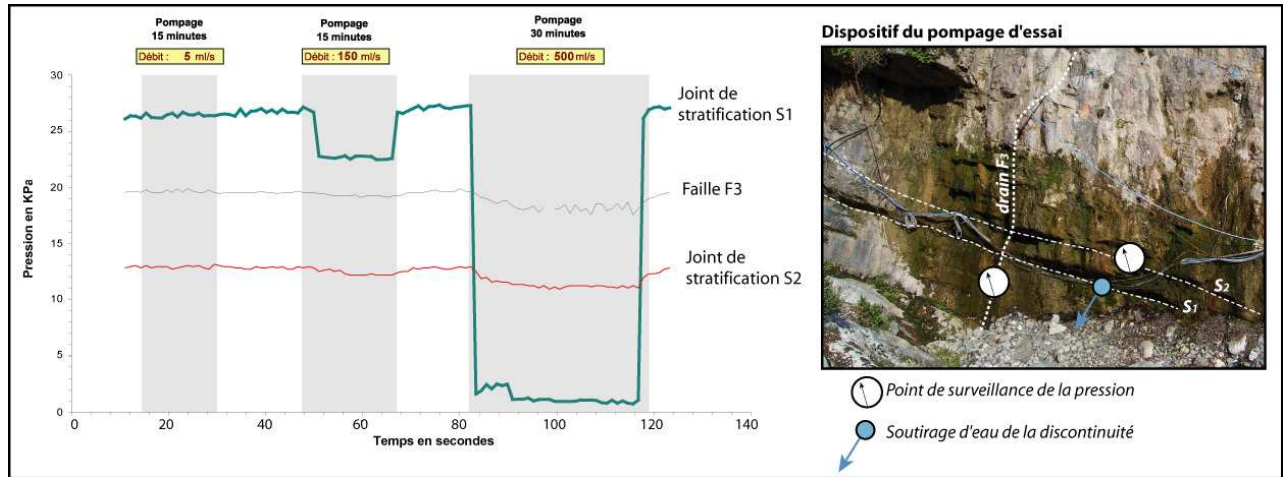


Fig. 2. 13 Soutirage dans le joint de stratification S2 et suivi des pressions en F3 et S1.

Il ressort du premier pompage d'essai qu'un débit de pompage suffisamment important est nécessaire pour provoquer une chute de pression dans le drain. De plus, la variation de pression induite est immédiatement répercutée au niveau des joints de stratification connectés au drain. Lors du second pompage d'essai, le débit nécessaire pour produire une chute de pression dans le joint S₂ est inférieur à celui nécessaire pour provoquer un effet mesurable dans le drain. Pour le débit de pompage maximal, la chute de pression dans le joint est conséquente, alors que le drain et le second joint de stratification réagissent très faiblement à la sollicitation hydraulique induite dans le joint testé.

Un contraste de comportement hydraulique est de nouveau mis en évidence entre les joints de stratification et les drains. En effet, lorsqu'une chute de pression intervient dans les drains, cette variation de pression est transmise instantanément aux joints. Un débit de pompage important est nécessaire pour provoquer cette chute de pression. Au contraire lorsque la chute de pression intervient dans les joints de stratification, les variations de pression sont beaucoup moins marquées dans le drain et le joint S₂. Le débit nécessaire pour vider le joint est deux fois plus faible que le débit induisant une chute de pression dans le drain.

Ces observations montrent tout d'abord que les discontinuités perméables appartiennent à un réseau de discontinuité bien connectées, ce qui permet une réalimentation rapide du drain. Il apparaît ensuite que les discontinuités F₃, S₁ et S₂ sont bien connectées (**Fig.2.13.**). Mais ces essais de pompage nous renseignent surtout sur la relation hydraulique existant entre les drains et les joints de stratification. Les failles verticales jouent un rôle de limite hydraulique d'alimentation à charge constante pour les joints de stratification, si la pression varie dans le

drain, la pression suit cette évolution dans les joints S_2 et S_1 . Le débit de l'eau alimentant le drain est important, c'est pourquoi un débit de pompage de 1000 ml.s^{-1} est nécessaire pour vider une partie du drain et induire une chute de pression répercutée sur les joints de stratification bien connectés au drain. Le drain F_3 semble donc faire partie d'un réseau de discontinuités perméables (F_{11} et F_{12}), bien connectées entre elles et qui jouent le rôle de limites hydrauliques d'alimentation à charge variable pour les discontinuités moins perméables. Cependant, *Fenart (2001)* puis *Cappa et al. (2005)* montrent que F_{11} et F_2 sont mal connectées et que F_{11} est elle-même peu connectée avec le joint S_2 .

A l'occasion d'un pompage dans les joints, on mesure un transfert de pression instantané dans le drain mais la chute de pression mesurée dans ce dernier est beaucoup moins importante que celle mesurée dans la discontinuité testée. L'alimentation en eau du joint par cette discontinuité est trop faible pour modifier significativement la pression dans le drain. Un débit de pompage de 150 ml.s^{-1} suffit à provoquer une chute de pression dans le joint. Son ouverture hydraulique faible ne lui permet pas de compenser le débit pompé, et l'eau stockée dans le joint est très vite évacuée lors du pompage.

Ces différents pompages d'essais nous montrent tout d'abord, qu'un pompage au sein d'une discontinuité ne produit pas un écoulement cylindrique à l'échelle d'un groupe de discontinuités. En effet, suivant la perméabilité des discontinuités et de leur degré de connexité, la réponse aura une variabilité spatiale. Il en découle un écoulement hétérogène autour du point de forage. En outre, il apparaît que les joints peu perméables et les drains ont une relation hydraulique particulière. Les discontinuités perméables constituent les limites hydrauliques du réseau de joints. Par conséquent, l'hétérogénéité de structure induit une hétérogénéité des propriétés hydrauliques de l'ensemble de l'aquifère fracturé. Comment réagit cet ensemble complexe lors des différentes phases de remplissage et vidange de l'aquifère ?

2.2.2. Répartition des pressions dans le milieu hétérogène lors d'oscillations de la surface piézométrique

Comment évolue la pression dans un massif fracturé lors d'une recharge ou d'une vidange de ce dernier ? Un certain nombre d'ouvertures et de fermetures de vanne réalisées sur l'aquifère de Coaraze ont permis de suivre à l'échelle de fractures individuelles l'évolution de ces pressions, selon que l'eau circule dans une discontinuité peu perméable ou perméable. La **figure 2.14** présente l'évolution de pression suivie dans un drain (F_3) et dans un joint de stratification (S_2).

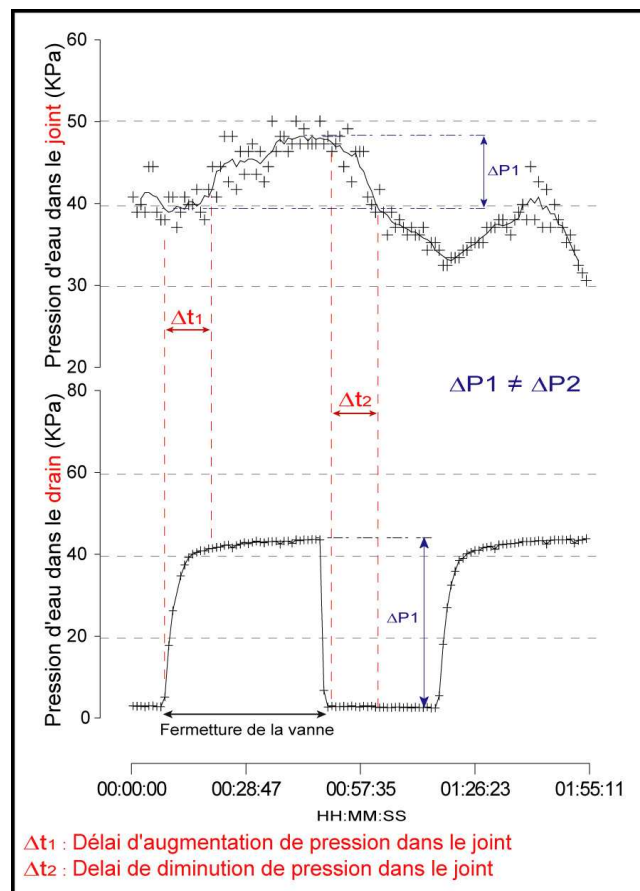


Fig. 2. 14. Contraste d'évolution de pression entre une faille et un joint de stratification

Ce test hydraulique débute avec la vanne principale du massif ouverte, l'aquifère suit donc un fonctionnement hydraulique naturel. Le test débute par la fermeture de la vanne qui doit provoquer une augmentation de charge dans les discontinuités de l'aquifère. L'évolution des pressions dans les deux discontinuités étudiées est la suivante : l'augmentation de pression dans un drain se fait immédiatement après la fermeture de vanne. La pression augmente de 40 KPa en 6 minutes. Puis, durant toute la durée de la fermeture, la pression se stabilise. Lorsque

la vanne est à nouveau ouverte, la pression chute et retrouve sa valeur initiale après 2 minutes. L'augmentation de pression dans le joint débute 10 minutes après la fermeture de vanne. L'augmentation maximale atteinte est de 10 KPa par rapport à la pression de départ. Le retour à la pression initiale ne se fait que 12 minutes après l'ouverture de la vanne.

Un contraste temporel et quantitatif est mesuré dans l'évolution de la pression entre le joint et le drain. Les manipulations de la vanne se font ressentir de manière quasi instantanée dans le drain, alors que dans le joint, on mesure deux délais de réaction de la pression Δt_1 et Δt_2 . Ces délais correspondent respectivement au délai d'augmentation de pression dans le joint et au délai de retour à la pression initiale, après ouverture de la vanne.

La variation de pression diffère également entre le drain et le joint. Dans le drain une augmentation ΔP_1 de 40 KPa est mesurée alors que dans le joint la pression n'augmente que de 10 KPa (ΔP_2). L'augmentation de pression dans le joint ne débute qu'à partir du moment où le drain a atteint sa pression de stabilisation. Au contraire, une fois la vanne ouverte, la pression dans le drain retombe pratiquement à zéro, alors que la pression est toujours proche de sa valeur maximale dans le joint.

Cette variation de pression contrastée est la conséquence directe du phénomène de double perméabilité. Les discontinuités perméables se remplissent immédiatement après la fermeture de la vanne. Ce remplissage rapide est la conséquence d'une ouverture hydraulique importante. C'est l'eau contenue dans le drain qui va alimenter le joint. Cependant, une pression suffisante est nécessaire dans le drain pour que l'eau pénètre dans le joint et y provoque une augmentation de pression. Ce phénomène de retard peut être simplement lié à la différence de conductivité hydraulique entre les deux discontinuités, mais un couplage hydromécanique semble intervenir comme le propose *Guglielmi (1999)*. L'augmentation de pression hydrostatique dans les drains provoquerait une ouverture des joints, permettant ainsi à l'eau d'y pénétrer.

2.2.3. Capacité et zones de stockage de l'eau dans un aquifère à double perméabilité

Les expérimentations réalisées au niveau du site expérimental de Coaraze par *Guglielmi et Mudry (2001)* ont permis d'éclaircir la relation entre les drains perméables et les discontinuités moins perméables. Ces résultats s'appliquent à l'ensemble des aquifères karstiques (*Jeannin et Grasso, 1995; Jeannin, 1996; Maloszewski et al., 2002; Lee et Krothe, 2003*). Le réseau de drains explique très bien les variations de débit à la source mais la majeure partie de l'eau est stockée dans les zones peu perméables de l'aquifère.

La **figure 2.15.** montre que l'augmentation de pression dans les drains ne provoque pas une augmentation conséquente du volume d'eau stockée dans l'aquifère. Au contraire, dès que l'augmentation de pression débute dans les joints, le volume d'eau stocké dans l'aquifère augmente et marque une inflexion. Un temps suffisant est donc nécessaire pour remplir les joints peu perméables qui vont contenir la majeure partie de l'eau stockée dans le massif.

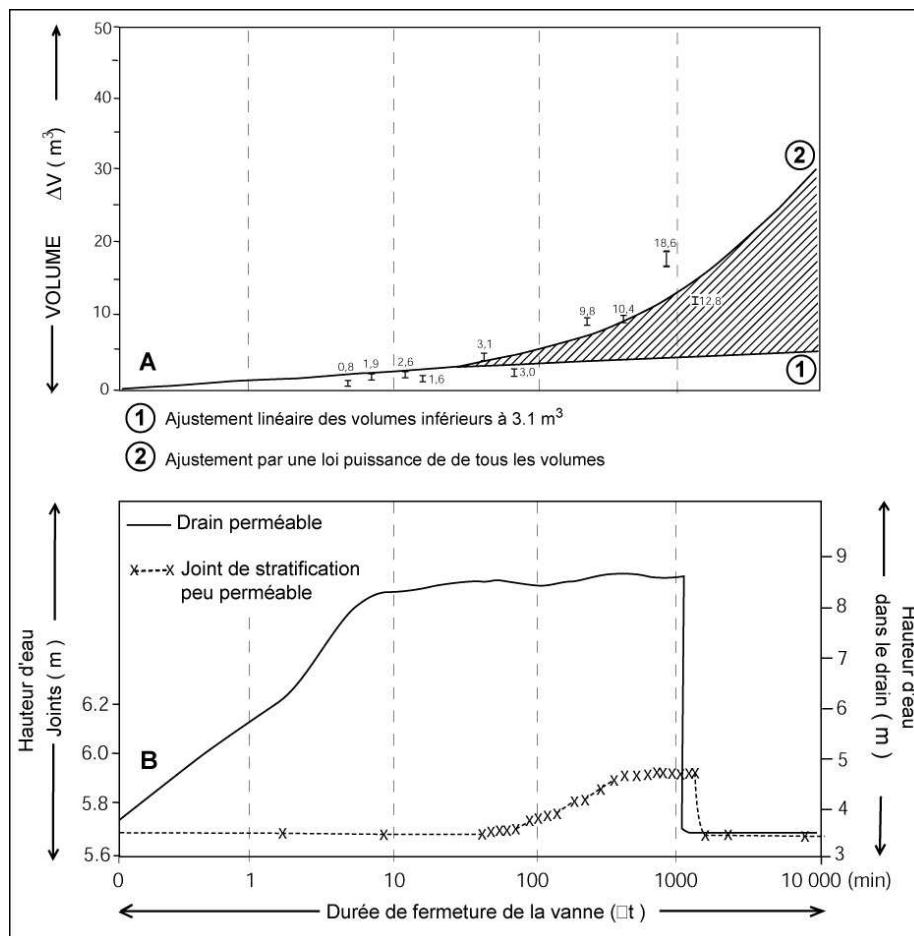


Fig. 2. 15. Comparaison du volume stocké dans l'aquifère avec l'évolution des pressions dans un joint de stratification et dans un drain (*Guglielmi et Mudry, 2001*)

Ainsi, le système de drains ne représente que 10% de la porosité efficace de l'aquifère, alors que les zones les moins perméables, les joints de stratification et les micro-fissures tectoniques représentent 90% de la porosité efficace. En termes d'écoulement, le débit mesuré à la source s'explique principalement par l'eau circulant dans les zones perméables. Les zones perméables et peu perméables jouent donc deux rôles bien distincts. Les premières ont principalement une fonction transmissive, et les secondes une fonction capacitive.

La relation hydraulique entre les deux types de discontinuités est représentée sur **la figure 2. 16**. Le remplissage de l'aquifère se fait d'abord par les fractures les plus perméables. Dès qu'une charge suffisante est atteinte dans les drains, le remplissage du système de joints débute. C'est cette famille de discontinuités qui va constituer la zone de stockage de l'aquifère. Un certain temps est nécessaire pour obtenir un niveau piézométrique équivalent dans les deux compartiments de conductivité hydraulique différente. Lors d'une vidange de l'aquifère, le système de drains se vide très rapidement, tandis que l'eau stockée dans les joints de stratification peu perméables est restituée régulièrement pendant un intervalle de temps dépendant de la perméabilité propre de chaque joint peu perméable. Ce type de relation hydraulique entre zones perméables et peu perméables a été observée dans d'autres contextes (*Jeannin et Grasso, 1995; Jeannin, 1996*), mais jamais *in situ* à l'échelle d'un joint et d'une fracture unique comme nous venons de le montrer.

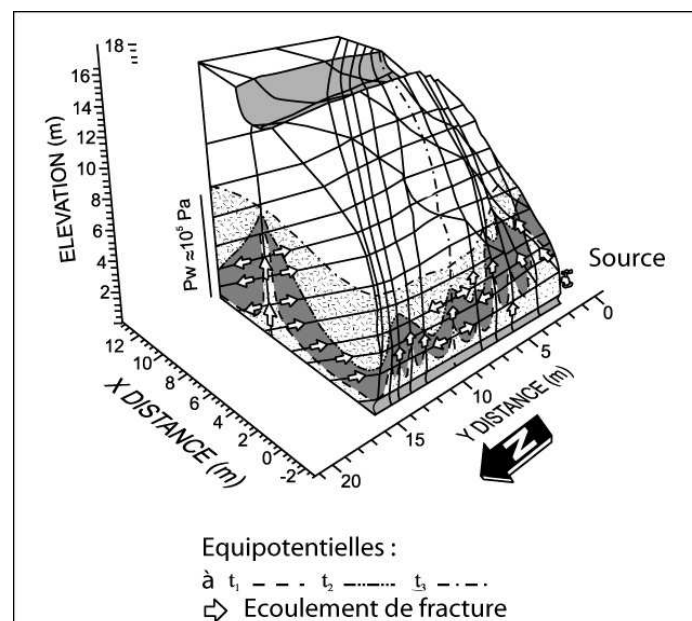


Fig. 2. 16. Modèle hydraulique de fonctionnement d'un aquifère à double perméabilité (d'après Guglielmi and Mudry, 2001; Cappa et al., 2005)

2.3. Conséquence sur la prise en compte des processus mécaniques et hydromécaniques

L'objet de ce propos n'est pas d'établir un modèle du comportement hydromécanique de l'aquifère étudié, ceci étant un sujet d'étude à part entière (Fenart, 2002; Cappa et al., 2005). Notre objectif est de déduire, à partir de mesures de déformation réalisées *in-situ*, le rôle et l'importance joués par ces processus sur la répartition des pressions d'eau dans un massif fracturé carbonaté. En effet, comme le montrent les mesures décrites ci-dessous, selon la perméabilité de la discontinuité considérée, la déformation de cette dernière, quelque soit son origine, peut ne pas être négligeable dans les processus d'écoulement et de stockage de l'eau.

2.3.1. Déformation des discontinuités perméables ($5,7.10^{-5} < K (m.s^{-1}) < 2,3.10^{-4}$)

La **figure 2.17.A** représente les suivis de pression et de déformation enregistrés toutes les minutes, de manière simultanée, dans le drain F₃, durant deux fermetures de vanne d'une durée de 15 minutes, séparées par une phase d'ouverture de même durée. La variation de pression maximale enregistrée atteint une valeur de 50 kPa. En ce qui concerne la déformation normale au plan de fracturation, la valeur maximale atteinte est de $12\mu m.m^{-1}$, cette déformation correspond à une ouverture du drain. La pression d'eau dans le drain suit une évolution "normale" pour une discontinuité perméable, semblable à celle décrite précédemment (*cf. 2.3.2. Répartition des pressions dans ce type de milieu hétérogène*).

La déformation mesurée suit l'évolution de la pression dans le drain. Deux phases d'extension sont enregistrées, correspondant aux périodes de mise en charge du massif. Durant la phase de drainage intermédiaire, le drain se ferme et son ouverture hydraulique retrouve son état initial. On remarque cependant que la déformation du drain débute avant l'augmentation de pression et que chaque phase de compression du drain se termine quelques minutes après que la pression ait retrouvé sa valeur initiale dans le drain.

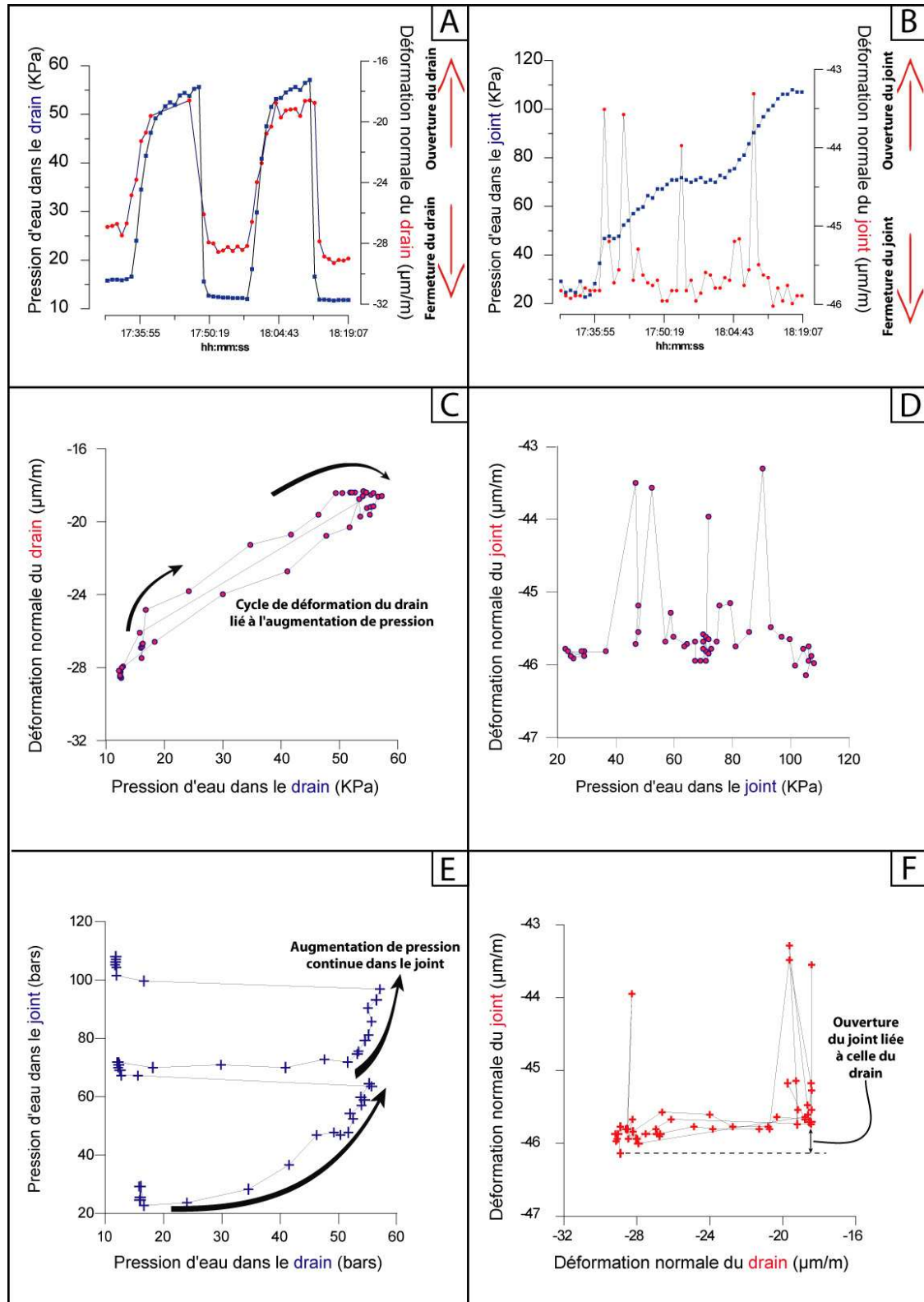


Fig. 2. 17. (A) Evolution synchrone de la pression d'eau dans un drain et de la déformation normale au plan de fracturation (B) Evolution synchrone de la pression d'eau dans un joint de stratification et de la déformation normale au plan de stratification (C) Evolution de la déformation dans le drain en fonction de la pression d'eau (D) Evolution de la déformation dans le joint en fonction de la pression d'eau (E) Evolution de la pression d'eau dans le joint en fonction de la pression d'eau dans le drain (F) Evolution de la déformation dans le drain en fonction de la déformation du joint (Charmoille et al., 2003)

La déformation d'une discontinuité perméable est fortement liée à la pression d'eau qu'elle contient (**Fig. 2.17.C**). En effet, les phases d'ouvertures et de fermeture du drain se calquent sur les périodes de mise en charge ou de drainage du massif. Cependant, un délai est observé entre le début de la déformation et le départ de l'augmentation de pression. La déformation du drain, en particulier lors de la première mise en charge, débute avant l'augmentation de pression. Ce décalage de temps de quelques minutes est la conséquence de la mise en charge d'autres discontinuités du massif qui déforment le drain étudié (*Guglielmi, 1999; Fenart, 2002; Cappa et al., 2005*). Il en est de même pour la fermeture du drain. Le délai observé est la conséquence d'une déformation générale du massif qui ne permet pas un retour immédiat du drain à son ouverture initiale après ouverture de la vanne (**Fig. 2.17.C**).

Dans les discontinuités perméables, la contrainte liée à la déformation globale du massif est rapidement masquée par l'augmentation de pression dans le drain qui est la principale cause de déformation de la discontinuité.

2.3.2. Déformation des discontinuités peu perméables ($9,0.10^{-7} < K (m.s^{-1}) < 7,6.10^{-6}$)

La discontinuité choisie pour ce test est le joint S₂ au niveau du point de mesure 9 (**Fig. 2.11.b**). Les manipulations de vannes engendrant les mises en charge du massif sont les mêmes que pour le drain (**Fig. 2.17.A, B, C, D, E, F**). Durant la première mise en charge du massif, la pression augmente de 20 KPa jusqu'à 70 KPa dans le joint de stratification. Pendant la phase de drainage intermédiaire, la pression se stabilise à 70 KPa et augmente de nouveau jusqu'à 110 KPa lors de la seconde phase de mise en charge du massif. On remarque que la pression ne retrouve pas sa valeur initiale dans le joint et ne marque pas de tendance à la diminution durant toute la phase d'enregistrement (**Fig. 2.17.B, E**).

La déformation du joint est chaotique. La déformation maximale enregistrée est de $3\mu m.m^{-1}$, soit une valeur beaucoup plus faible que celle enregistrée dans le drain. Une tendance à l'ouverture du joint est enregistrée durant les deux mises en charge, mais elle est mesurée sous forme de pics (**Fig. 2.17B, D, F**).

Le suivi de pression dans le joint montre une évolution atypique. Les phases de mise en charge de l'aquifère contribuent à augmenter la pression d'eau dans la discontinuité alors que les phases de drainage ne provoquent aucune chute de pression (**Fig. 2.17.E**). Chaque mise en charge du massif induit une accumulation de pression dans le joint. Il faut noter que ce comportement particulier n'est pas mesuré dans toutes les discontinuités peu perméables du

massif. En effet, cette évolution de pression dans le joint S_2 est propre au point de mesure 9, qui est une zone encore moins perméable que le reste du joint S_2 ($9.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$), ce qui va nous permettre de mettre en opposition le comportement hydromécanique des joints très peu perméables et des drains perméables.

Dans le joint S_2 , le lien entre la pression d'eau et la déformation n'est pas clairement établi comme dans le cas du drain (**Fig. 2.17C, D**). Dans ce cas, la déformation du joint résulte d'un ensemble complexe de contraintes, parmi lesquelles la contrainte hydrodynamique liée à la présence d'eau dans le joint qui a une influence limitée sur la déformation de la discontinuité (**Fig. 2.17D**).

A l'occasion d'une autre expérimentation réalisée quelques mois plus tard, la pression dans le joint de stratification S_2 montre une évolution de pression inverse (**Fig. 2.18**) à celle observée précédemment. C'est-à-dire que durant toute la durée de l'expérimentation, au cours de laquelle trois mises en charge de 10, 20 et 40 minutes ont été imposées à l'aquifère, la pression dans le joint a diminué de 70 à 40 kPa. Les mises en charge successives provoquent uniquement des augmentations de pressions temporaires. La tendance générale montre une chute de pression.

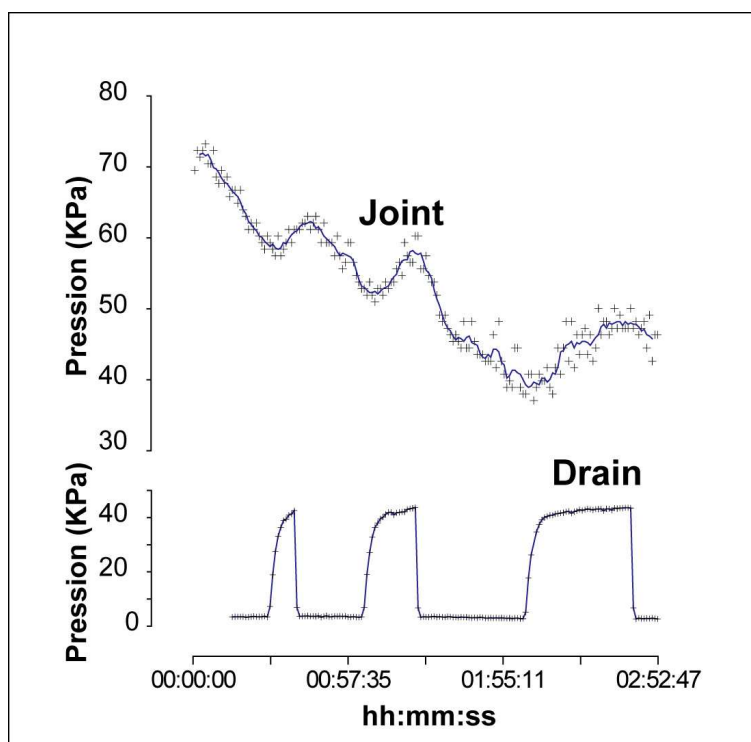


Fig. 2. 18. Evolution de pression et de la déformation dans le joint S_2 et le drain F_3 durant trois fermetures de vanne successives (Charmoille et al., 2003).

La **figure 2.19.** représente l'évolution de pression en S_2 pendant un intervalle de temps plus large égal, à 48h. L'évolution de pression dans cette partie du joint de stratification adopte une évolution cyclique. La durée du cycle est d'environ 24h. En début de cycle, la pression augmente pendant 3 heures. Elle se stabilise alors à sa valeur maximale pendant 14 heures et diminue en fin de cycle pour retrouver sa valeur initiale de début de cycle. La chute de pression se fait en 7 heures. Les différentes phases de mise en charge du massif sont visibles sur l'enregistrement, elles induisent des variations, mais ne perturbent pas la tendance générale d'évolution de la pression.

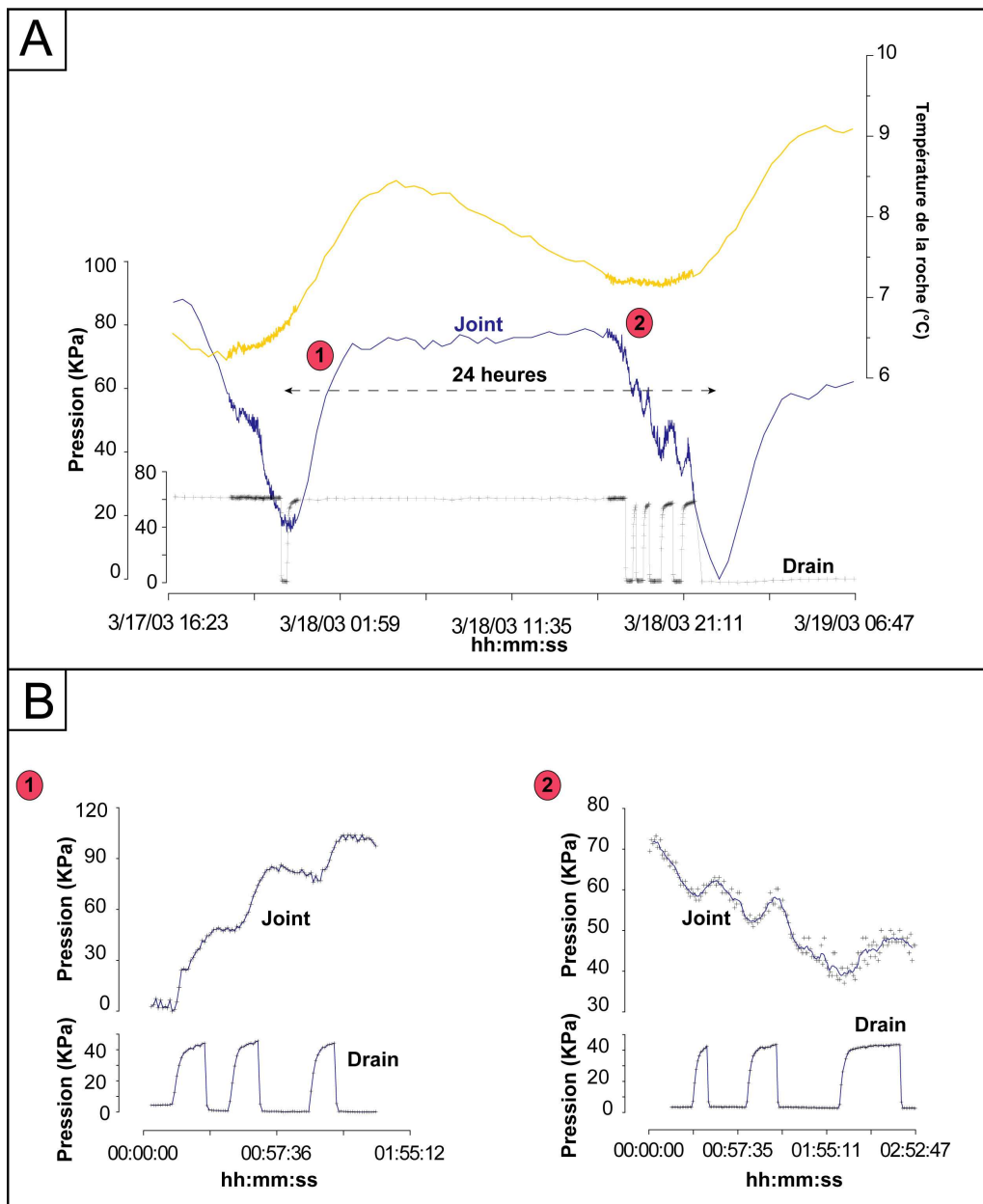


Fig. 2. 19. Contrôle thermomécanique de l'évolution de pression dans le joint de stratification (Charmoille et al., 2003).

L'évolution de la température de la roche aquifère est représentée sur la **figure 2.19A**. La température de la roche est enregistrée par une sonde de température placée à la verticale du point de mesure, et distante de 6 mètres de celui-ci. Elle est placée dans un forage à quelques dizaines de centimètres de la surface du massif. L'amplitude maximale de variation thermique de la roche est de 2,5°C sur un cycle de 24 heures. La température suit une évolution sinusoïdale. Le cycle d'évolution de pression et le cycle de température de la roche sont décalés de 4 heures. Cependant, les phases d'augmentation de température correspondent aux augmentations de pression d'eau. On notera que durant les phases de manipulation de la vanne, le bruit de fond de la température est modifié ; ceci est un artéfact lié à l'augmentation de la fréquence des mesures.

L'évolution de pression dans le joint S₂ apparaît donc étroitement liée à l'évolution de température de la masse rocheuse de l'aquifère. Des études menées par *Bertolus (1998)* et *Guglielmi (1999)* ont montré que le cycle d'insolation jour/nuit induisait une déformation thermomécanique du massif. *Bertolus (1998)* a mesuré que sur un joint de stratification, en régime thermo-hydro-mécanique, la déformation atteignait 40% de la déformation totale, les 60% restant étant le résultat de la déformation hydromécanique. Il précise que ces valeurs sont propres à chaque discontinuité du massif, la part de la déformation thermo-mécanique pouvant être plus ou moins importante suivant la discontinuité considérée. On peut donc affirmer que la variation de pression enregistrée au niveau du joint S₂, étant donné sa synchronisation avec le cycle thermique de la roche, est induite par la déformation thermomécanique du joint.

Le couplage thermomécanique déformant le joint S₂ induit donc une variation de pression dans le joint. L'effet thermomécanique est donc prépondérant sur l'évolution de pression dans le joint par rapport à tous les autres processus hydrauliques ou encore hydromécaniques.

2.3.3. Contraste de comportement hydromécanique lié au contraste de perméabilité

L'ouverture hydraulique est le facteur déterminant le comportement hydromécanique d'une discontinuité. En effet, les mesures réalisées au niveau du drain F₃ montrent que dans les discontinuités perméables, la déformation est essentiellement liée à la variation de pression dans la discontinuité. Par conséquent, la pression d'eau dans un drain est insensible à la

déformation hydrodynamique du drain (**Fig.2.17.E.**). Au contraire, dans les discontinuités à ouverture hydraulique faible (S_2) les déformations hydromécanique et thermomécanique ont une influence sur la pression d'eau dans la discontinuité (**Fig.2.19.**). Par conséquent, une variation de régime hydraulique de l'aquifère induit dans ce type de discontinuité une variation de pression insuffisante pour les déformer.

Ceci est lié au rapport de l'ouverture hydraulique (B_h) de la discontinuité sur sa variation d'ouverture liée à la déformation (ΔB_h). Dans une discontinuité perméable à ouverture hydraulique forte, le rapport $B_h/\Delta B_h$ sera négligeable. Ce n'est pas le cas dans une discontinuité peu perméable dont l'ouverture hydraulique sera du même ordre de grandeur que la déformation $B_h \approx \Delta B_h$. Dans ce cas, la déformation de la discontinuité a une influence sur la variation de pression d'eau. De plus, cette discontinuité sera très sensible, en terme mécanique, à l'ensemble des contraintes s'appliquant à l'aquifère.

2.4. Synthèse

Les différentes expérimentations présentées ci-dessus nous ont permis de dresser un modèle de fonctionnement hydraulique d'un milieu à double perméabilité. Il apparaît que les différents domaines de perméabilité jouent un rôle majeur dans la répartition des écoulements au sein d'un aquifère fracturé à double perméabilité.

Les discontinuités perméables ont principalement un rôle dans l'écoulement l'eau d'un point de l'aquifère jusqu'à la source. L'eau présente dans ce type de discontinuités, du fait de leur ouverture hydraulique importante, est peu influencée par les couplages mécaniques pouvant intervenir dans ce type d'aquifère.

Les discontinuités peu perméables ont un rôle majeur dans le stockage de l'eau dans l'aquifère. L'eau présente dans ce type de discontinuités provient des zones perméables qui les entourent. Cependant, pour les moins perméables d'entre elles ou encore les moins bien connectées au réseau de drainage, les couplages hydromécaniques ou encore thermomécaniques peuvent jouer un rôle sur l'évolution de leur pression en eau. Ces couplages mécaniques peuvent avoir une influence plus importante sur la pression de l'eau dans la discontinuité que les conditions hydrodynamiques générales du massif.

De par ses fonctionnalités expérimentales exceptionnelles, le site de Coaraze, autorise donc une investigation à l'échelle d'un groupe de fractures, qui serait impossible dans d'autres aquifères naturels. Notre travail va maintenant être de caractériser le signal hydrochimique résultant du comportement hydrodynamique qui vient d'être décrit.

3. Fonctionnement hydrochimique de l'aquifère de Coaraze

L'étude du fonctionnement hydrochimique d'un groupe de fractures nécessite tout d'abord de définir clairement l'influence de l'aquifère dans son ensemble sur la signature hydrochimique mesurée, de manière à isoler par la suite le signal produit par un groupe de fractures de perméabilité contrastée. Il convient donc de caractériser le comportement et la signature hydrochimique de l'aquifère de Coaraze.

Depuis la mise en place du site expérimental de Coaraze, les différentes études entreprises sur le site dans des domaines scientifiques variés ont différencié les terrains jurassiques et crétacés en les considérant comme deux aquifères séparés. L'un des objectifs de l'expérimentation décrit ci-après est de préciser, à l'aide de l'outil hydrochimique, la relation hydraulique existant entre ces deux entités géologiques. Pour ce faire, deux groupes d'échantillons ont été prélevés sur l'ensemble du site dans deux contextes hydrauliques différents. Une première campagne a été réalisée après une semaine de fermeture de la vanne principale du massif et une seconde après 20 heures d'ouverture de vanne. Les prélèvements ont été réalisés de manière systématique sur tous les écoulements d'eaux présents sur le site du vallon de La Parre. La zone prospectée s'étend de la zone de faille amont décrite **figure 2.7.**, jusqu'à la source principale à l'aval. Au total, 16 prélèvements ont été effectués, couplés chacun à une mesure *in-situ* des paramètres physico-chimiques (pH, température, conductivité) de l'eau prélevée. La concentration en éléments majeurs des échantillons prélevés a ensuite été analysée (*cf. 1.2.6. Analyses Chimiques*).

3.1. Identification de traceurs chimiques propres à l'aquifère crétacé

Les échantillons récoltés ont un faciès chimique caractéristique des aquifères carbonatés. Les deux éléments majoritairement représentés sont le calcium et les bicarbonates avec des concentrations moyennes respectives de 71 mg.L⁻¹ et 243 mg.L⁻¹. On notera la faible concentration en nitrates des eaux drainées par l'aquifère de Coaraze, avec des teneurs inférieurs à 1 mg.L⁻¹. Ces faibles concentrations confirment que le bassin versant est soumis à une charge anthropique très réduite, ce qui augmentera la lisibilité du signal chimique mesuré au niveau de l'aquifère de Coaraze, celui-ci étant exempt de toute perturbation induite par des éléments extérieurs au transit naturel de l'eau et à son interaction avec l'aquifère.

3.1.1. Variabilité spatiale du signal hydrochimique

La **figure 2.20.** représente les échantillons d'eau prélevés au niveau du vallon de La Parre, en fonction de leur température et de leur concentration en ions Mg^{2+} . Deux groupes se différencient clairement. Un premier groupe d'eau dont la température moyenne est égale à 10,9 °C et dont la concentration en ions Mg^{2+} atteint une valeur moyenne de 8.6 mg.L⁻¹. Un second groupe dont la température moyenne est de 14,5°C et dont la concentration moyenne en ions Mg^{2+} est égale à 14,5 mg.L⁻¹. Les échantillons d'eau appartenant au premier groupe correspondent aux eaux drainées par les terrains jurassiques du vallon, le second, quant à lui, correspond aux eaux drainées par les terrains d'âge crétacé.

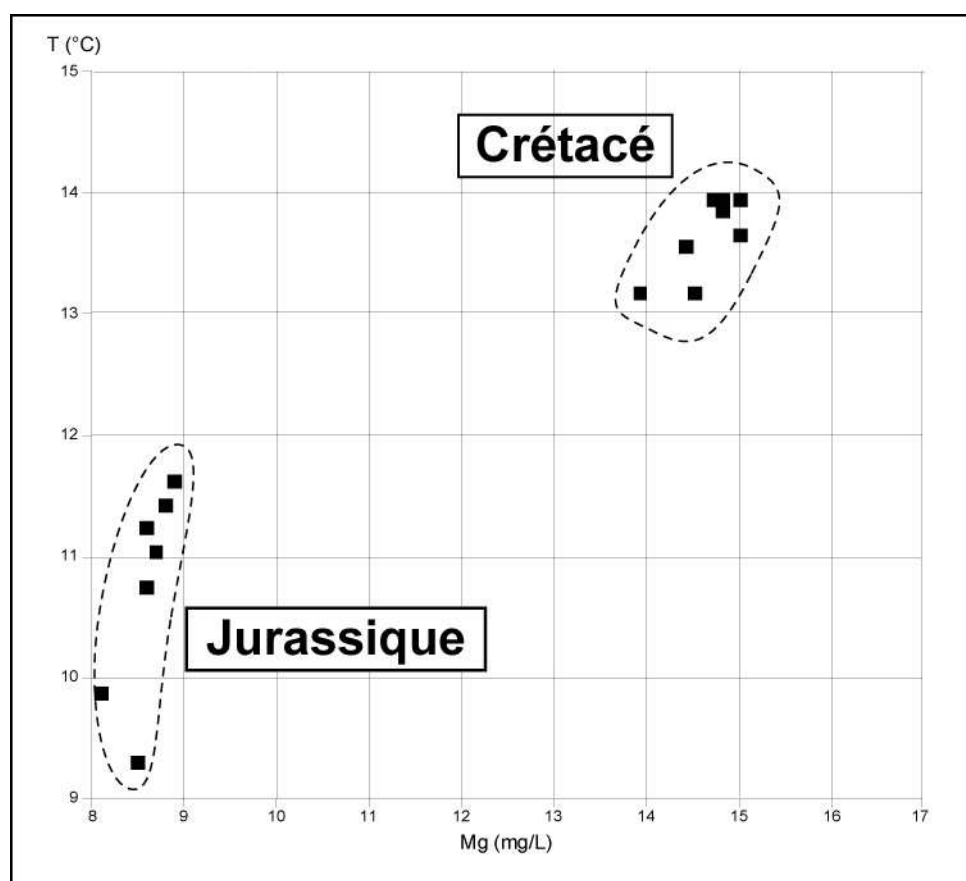


Fig. 2. 20. Distribution des échantillons d'eau en provenance des terrains jurassiques et crétacés en fonction de leur température, et de leur concentration en ions Mg^{2+} .

La **figure 2.21.** représente le même groupe de prélèvements représenté en fonction de leurs teneurs en ions sulfate et magnésium. L'eau en provenance des terrains jurassiques a une

concentration moyenne en sulfates de $16,8 \text{ mg.L}^{-1}$ alors que l'eau drainée par les terrains crétacés a une concentration moyenne en sulfates de $31,5 \text{ mg.L}^{-1}$. L'ion sulfate marque le même type de différenciation précédemment mis en évidence grâce à la température.

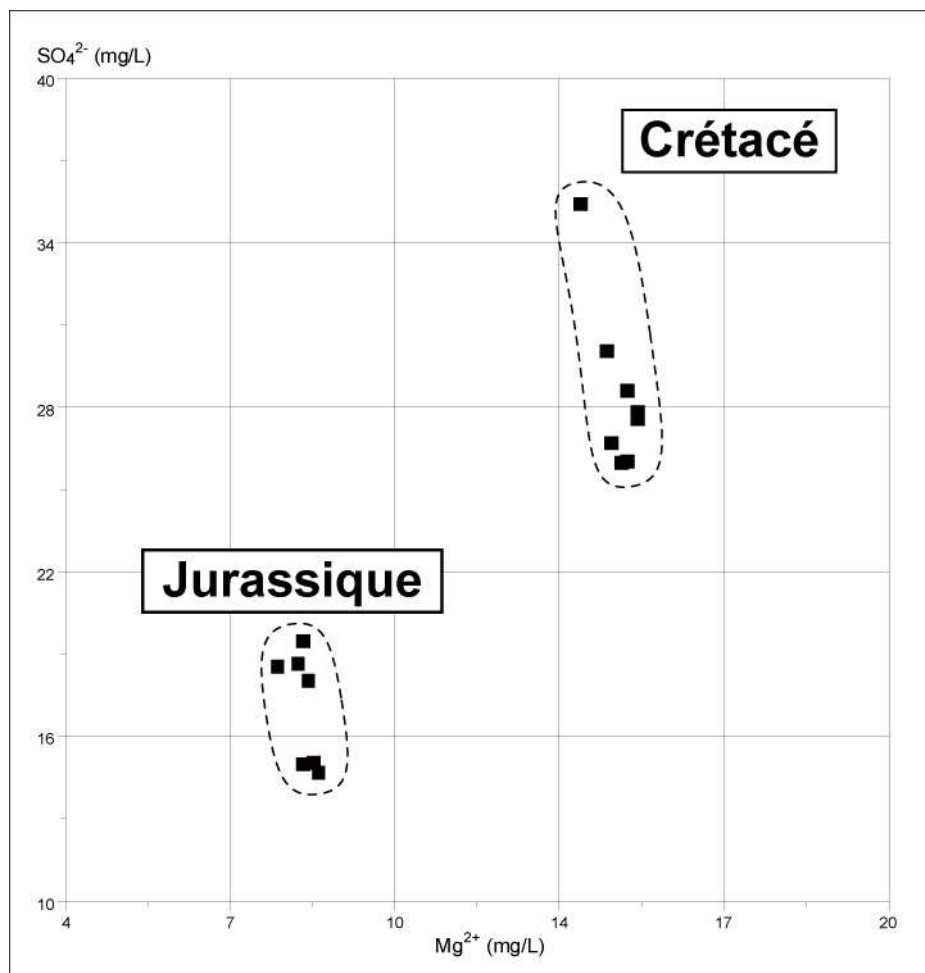


Fig. 2. 21. Variabilité de la signature hydrochimique en ions Mg^{2+} et SO_4^{2-} des eaux en provenance des aquifères jurassique et crétacé

Le premier résultat de cette investigation hydrochimique du site de Coaraze est qu'en dépit de la proximité spatiale des prélèvements et du faible territoire géographique prospecté, il apparaît une variation importante des teneurs en ions Mg^{2+} et SO_4^{2-} ainsi qu'une variation thermique importante entre l'eau contenue dans les terrains jurassiques et l'eau contenue dans les terrains crétacés. L'eau drainée par l'aquifère crétacé est plus chaude et plus concentrée en ions Mg^{2+} et sulfates.

Nous allons maintenant expliquer les raisons de cette différenciation hydrochimique des deux aquifères et leurs implications dans la compréhension du fonctionnement du site laboratoire de Coaraze.

3.1.2. Identification de traceurs exclusifs propres à l'aquifère crétacé

Les études préalablement réalisées pour améliorer la compréhension du site de Coaraze ont montré l'alimentation des terrains d'âge crétacé par l'eau contenue dans les terrains d'âge jurassique à la faveur de la zone de faille amont du site. Lors de son arrivée dans l'aquifère crétacé, l'eau subit un marquage chimique et thermique caractéristique. Cette première approche du signal chimique de l'aquifère de Coaraze permet donc d'identifier deux traceurs (Mg^{2+} et SO_4^{2-}) caractéristiques et exclusifs de l'ensemble d'âge crétacé de l'aquifère de Coaraze. Comment expliquer cette variation de faciès chimique dans un espace aussi réduit ?

A. Origine externe à l'aquifère

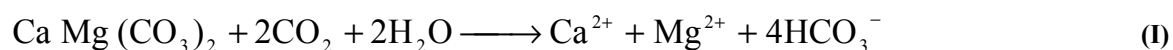
Une origine évaporitique des ions Mg^{2+} et SO_4^{2-} par l'intermédiaire de venues d'eaux profondes pourrait être envisagée. Un argument en faveur de cette hypothèse est la température élevée de l'eau marquée en SO_4^{2-} et Mg^{2+} comparée à l'eau contenue dans les terrains jurassiques. Cependant, l'absence de marquage hydrochimique similaire des eaux du Jurassique impliquerait une structuration géologique très complexe en profondeur. Les terrains jurassiques surmontant stratigraphiquement les terrains triasiques évaporitiques, il paraît difficile d'envisager une alimentation de l'aquifère crétacé par des venues d'eaux profondes marquées chimiquement par le Trias sans que les terrains jurassiques ne soient affectés. La coupe géologique (**Fig. 2.4.**) illustre ce propos. Si des venues d'eaux profondes existent, la signature chimique de ces masses d'eaux devrait être présente dans les terrains jurassiques et crétacés. Ajoutées à ceci, les concentrations en ions Na^+ et Cl^- restent très faibles, inférieure à 2 mg.L^{-1} pour Na^+ et entre 1.5 et 3 mg.L^{-1} pour Cl^- . Dans le cas d'une influence d'eau en provenance de niveau évaporitique, les concentrations de ces deux éléments devraient être plus élevées (Reynaud, 2000). Les concentrations mesurées à Coaraze correspondent à l'apport d'origine atmosphérique (Celle-Jeanton, 2000).

B. Origine interne à l'aquifère

Le contraste thermique entre les eaux circulant dans les terrains Jurassiques et Crétacés peut s'expliquer sans apport d'eau extérieur. En effet, l'aquifère crétacé occupe une position

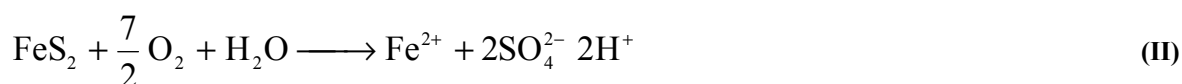
géométrique particulière. Lorsque la vanne est fermée, l'eau est stockée dans une zone de l'aquifère dont une large surface est exposée au rayonnement solaire. Sans les aménagements apportés au site l'eau ne serait pas stockée à une altitude aussi élevée par rapport à la source. La variation thermique de la roche est enregistrée par trois thermomètres disposés en différents points de l'aquifère qui montrent que la température de la roche peut atteindre 14°C dans certaines zones (*Bertolus, 1998*). Le volume d'eau stockée dans l'aquifère crétacé est faible comparé à celui contenu dans l'aquifère jurassique qui a une extension kilométrique. De plus, le renouvellement est peu important lorsque la vanne est fermée, l'exutoire principal étant condamné, le temps de séjour de l'eau est donc augmenté. L'inertie thermique de l'aquifère crétacé est donc beaucoup moins importante que celle de l'aquifère jurassique. Par conséquent, l'eau contenue dans les terrains crétacés est beaucoup plus sensible aux variations thermiques atmosphériques (*Bertolus, 1998*). Les expérimentations décrites ont été réalisées au mois de mars 2003, pendant une période d'ensoleillement important, ce qui explique le contraste thermique entre l'eau prélevée dans l'aquifère jurassique et l'eau prélevée dans l'aquifère crétacé.

L'étude microscopique (*cf. 1.2.1. Lithologie*) de l'aquifère de Coaraze a révélé une forte hétérogénéité minéralogique entre les calcaires jurassiques et crétacés mais aussi au sein même de l'aquifère crétacé. Le passage du Jurassique au Crétacé est marqué, entre autres, par l'apparition de cristaux de dolomite et la présence de larges zones dolomitisées (**Fig. 2.5**). Ces minéraux absents dans les calcaires jurassiques sont à l'origine de l'augmentation de concentration en Mg^{2+} mesurée entre le Jurassique et le Crétacé. Les cristaux de dolomite sont dissout selon l'équation suivante et provoquent la mise en solution des ions magnésium.



La cinétique de cette réaction de dissolution est lente comparée à la dissolution de la calcite. Les ions Mg^{2+} sont donc un indicateur du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère (*Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Plagne, 1997; Charmoille, 2000; Mudry et al., 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*). Au sein d'un aquifère carbonaté, si l'on considère deux échantillons avec une même concentration en ions Ca^{2+} et des teneurs en Mg^{2+} différentes, ces dernières marqueront une différence de temps de séjour des deux types d'eaux prélevés.

L'enrichissement mesuré en sulfates est plus problématique. En effet, il a été suspecté en premier lieu que la forte anthropisation imposée par l'équipement du site expérimental, en particulier la grande quantité de ciment prompt utilisée pour étanchéifier la surface de l'aquifère, soit à l'origine des teneurs en sulfates élevées. Cependant, il apparaît que ce type de matériau est principalement composé de silicates tricalciques (3CaOSiO_2), la proportion de sulfates de calcium ne représentant que 5% de la composition totale du ciment (*Catinaud, 2000; Gmira, 2003*). De plus, les applications de béton au niveau de l'aquifère n'ont été réalisées que de manière superficielle. La quantité de béton utilisée reste donc faible comparée au volume total de l'aquifère, et sa position au sein de l'aquifère n'impose pas un temps de contact prolongé avec l'eau stockée dans le massif calcaire. Les fortes teneurs en SO_4^{2-} mesurées dans les eaux drainées par l'aquifère crétacé ne semblent donc pas liées à la présence de ciment dans la partie superficielle de l'aquifère. La pyrite présente dans les terrains crétacés permet d'expliquer, de manière plus plausible, la présence des sulfates en quantité plus importante que dans l'aquifère jurassique. En effet, l'oxydation de la pyrite dans l'eau et en présence d'oxygène provoque la mise en solution d'ions SO_4^{2-} et Fe^{2+} selon l'équation suivante (*Williamson et Rimstidt, 1994; Peiffer et Stubert, 1999; Holmes et Crundwell, 2000*) :



L'oxygène est peu soluble dans l'eau mais dans certaines conditions d'écoulement de type non saturé, sa solubilité augmente. Ainsi, un suintement d'eau le long d'un joint de stratification peut être très agressif vis-à-vis de la pyrite, et plusieurs auteurs ont montré une dissolution de la pyrite plus importante dans la zone non-saturée (*Xu et al., 2000*).

L'hétérogénéité minéralogique de l'aquifère de Coaraze induit donc une variabilité spatiale de la signature hydrochimique de l'aquifère. Un enrichissement en ions Mg^{2+} et SO_4^{2-} est mesuré dans l'aquifère crétacé, ce qui fait de ces deux éléments des marqueurs chimiques caractéristiques du réservoir.

3.1.3. Contrôle hydrodynamique du signal chimique de l'aquifère

La **figure 2.22.** reprend les données des **figures 2.21.** Sur cette figure, les échantillons ont été différenciés suivant les conditions hydrauliques régnant durant l'échantillonnage. Les échantillons ont été prélevés, vanne ouverte, après 20 heures d'ouverture. Les échantillons prélevés vanne fermée ont été prélevés à la suite d'une fermeture de vanne d'une durée d'une semaine. Le premier résultat frappant (**Fig.2.22.**) est l'influence des variations artificielles de la charge dans l'aquifère crétacé sur le signal chimique enregistré au niveau des différents points de prélèvement et notamment sur le signal chimique de l'eau circulant dans les terrains jurassiques. La variation de débit imposée à l'exutoire engendre une variation du signal chimique de l'aquifère sans apport d'eau extérieur. Durant les phases de drainage du massif (vanne ouverte), les teneurs en sulfates de l'eau des terrains crétacés passent d'une concentration moyenne de 27,6 mg.L⁻¹ à une concentration de 35,5 mg.L⁻¹ mesurée à la source. On mesure donc une augmentation conséquente des teneurs en sulfates lorsque l'aquifère est en régime hydraulique naturel. Le magnésium, quant à lui, marque une tendance inverse. Le drainage de l'aquifère entraîne une diminution des teneurs en Mg²⁺ dans l'eau. Cette diminution reste toutefois limitée (0,9 mg.L⁻¹). Enfin, l'ouverture de la vanne entraîne une chute de la température de l'eau dans l'aquifère.

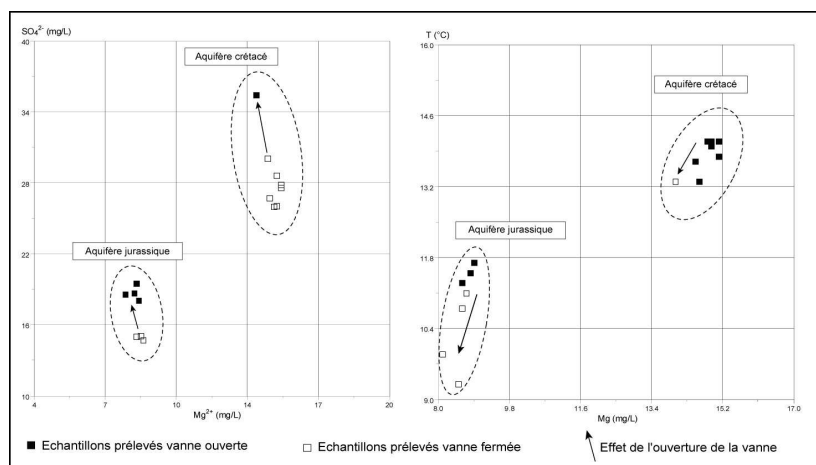


Fig. 2. 22. Influence de l'état hydrodynamique de l'aquifère crétacé sur la signature chimique des aquifères jurassiques et crétacés.

Intéressons nous en premier lieu à la variation de température et de concentration en SO₄²⁻ et Mg²⁺ enregistrée dans l'eau des terrains crétacés à la suite d'une ouverture ou d'une fermeture de la vanne principale du massif. Les "boîtes à moustaches" présentées **figure 2.23** pour les

concentrations en Mg^{2+} , SO_4^{2-} et la température suivant que la vanne est ouverte ou fermée, montrent une variation significative de la température et des concentrations en sulfates dans les terrains jurassiques et crétacés, suivant l'état de la vanne. Ces variations correspondent à une chute de température et à une augmentation des concentrations en sulfates. Une tendance moins marquée, correspondant à une décroissance, est mesurée pour les concentrations en magnésium quand la vanne passe de la position fermé à ouvert. Cette variation s'explique par un renouvellement de l'eau de l'aquifère et l'apport d'eau à temps de séjour plus court, donc moins concentrée en Mg^{2+} . Le même phénomène se produit pour la chute de température enregistrée. Lors de l'ouverture de la vanne, l'eau stockée plus chaude est évacuée. Lorsque la vanne est ouverte, l'eau drainant le massif est plus froide. Cette chute de température à deux causes principales : une diminution du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère crétacé et une alimentation de l'aquifère crétacé par l'eau du Jurassique plus froide.

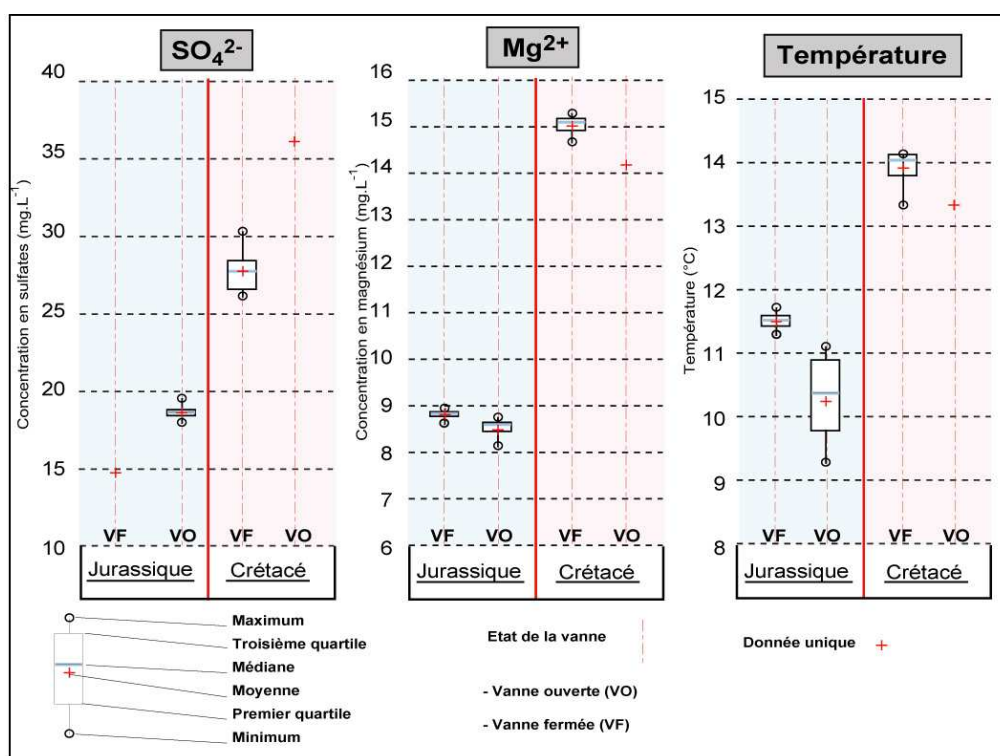


Fig. 2. 23. Variabilité de la température et des concentrations en Mg^{2+} et SO_4^{2-} suivant l'état hydraulique de l'aquifère crétacé.

Les sulfates, entre l'état vanne ouverte et vanne fermée, varient de manière inverse comparés à la température et aux concentrations en ions Mg^{2+} . Les concentrations en sulfates sont plus élevées lorsque l'aquifère fonctionne selon son régime hydraulique naturel (vanne ouverte). Précédemment, il a été démontré que les sulfates présents dans l'eau de l'aquifère crétacé

proviennent essentiellement de la dissolution de la pyrite. La variation de concentration mesurée implique donc que l'état hydrodynamique du massif influe sur les conditions de dissolution de la pyrite. L'étude minéralogique de l'aquifère de Coaraze a révélé une hétérogénéité, liée à la répartition de la glauconie, dans la répartition spatiale de la pyrite. Les minéraux pyriteux se concentrent principalement à la base de l'aquifère crétacé. La surface de contact eau/air/pyrite est donc plus importante lorsque la vanne est ouverte qu'à l'inverse, le niveau piézomètre se situant dans la zone concentrée en pyrite. Lorsque la vanne est fermée, le volume d'eau augmente dans l'aquifère, cette eau est stockée dans la partie supérieure de l'aquifère, pauvre en pyrite, l'apport d'oxygène est donc réduit dans la zone riche en pyrite. Lorsque la vanne est ouverte, le niveau piézométrique se situe quelques décimètres au dessus de la couche à glauconie, la tranche de zone saturée est donc très faible et discontinue. On peut considérer que l'écoulement est de type non saturé. Dans ces conditions, l'apport d'oxygène est plus important et facilite la libération des sulfates (Xu et al., 2000).

L'hétérogénéité minéralogique de l'aquifère et la différence de régime hydrodynamique permettent donc d'expliquer l'augmentation des concentrations en sulfates de l'aquifère crétacé lorsque la vanne est ouverte.

La mesure d'une augmentation des concentrations en sulfates dans l'aquifère jurassique, mais d'amplitude moindre que dans l'aquifère crétacé, amène des questions sur la relation hydraulique existant entre ces deux aquifères. Ceci nous conduit à nous interroger sur la réelle imperméabilité de la couche à glauconie et sur l'influence des mises en charges effectuées dans de l'aquifère crétacé sur l'aquifère jurassique. Des relations complexes avait déjà été suspectée lors de la réalisation de traçages artificiels sur le site (Guglielmi, 1999). L'hydrochimie apporte donc de nouvelles données à la compréhension du fonctionnement de l'aquifère expérimental de Coaraze.

3.2. Conséquences sur la compréhension du fonctionnement général de l'aquifère jurassique-crétacé

Les variations hydrochimiques des aquifères crétacés et jurassiques, induites par la manipulation de la vanne, nous renseignent sur les modalités de communication entre ces deux aquifères.

En premier lieu, la concentration en ions Mg^{2+} varie très faiblement dans le Crétacé, que la vanne soit fermée ou ouverte. Comme nous l'avons déjà dit, la dissolution des ions Mg^{2+} est lente. Cela implique un temps de séjour prolongé dans l'aquifère. Lorsque la vanne est ouverte, les concentrations de cet élément mesurées dans l'aquifère jurassique sont pratiquement deux fois moins élevées que dans l'aquifère crétacé (respectivement 15 $mg.L^{-1}$ et 8.7 $mg.L^{-1}$). Dans ces conditions hydrauliques, les concentrations mesurées dans l'aquifère crétacé devraient donc être comparables à celles mesurées dans l'aquifère jurassique, l'aquifère jurassique alimentant l'aquifère crétacé. Le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère crétacé, couplé à la cinétique lente de dissolution de la dolomite, ne permet pas de doubler la concentration en ions Mg^{2+} de l'aquifère. Ceci signifie que l'eau drainée dans l'aquifère crétacé après 20 heures d'ouverture de vanne ne correspond pas à de l'eau en provenance directe des terrains jurassiques, mais qu'elle est présente dans l'aquifère crétacé depuis plus longtemps.

La concentration moyenne en sulfates de 14.9 $mg.L^{-1}$ mesurée dans l'aquifère jurassique ne paraissait pas suspecte jusqu'à ce que cette concentration varie suivant les conditions hydrauliques régnant dans l'aquifère crétacé. Il existe donc des échanges entre les deux aquifères dans un sens non suspecté jusqu'à maintenant, de l'aquifère crétacé vers l'aquifère jurassique. La température de l'eau mesurée dans l'aquifère jurassique confirme cette hypothèse. Une chute maximale de 3°C est mesurée dans l'aquifère jurassique lorsque la vanne est ouverte dans le Crétacé.

La charge hydraulique présente dans les différentes fractures de l'aquifère jurassique n'est pas connue, nous ne connaissons donc pas l'allure du gradient hydraulique de cet aquifère. Cependant les données hydrochimiques récoltées permettent de dresser un schéma des relations existant entre les calcaires jurassiques et crétacés, qui diffère du schéma de

fonctionnement décrit lors de la présentation générale du site (**1.2.4. Fonctionnement hydraulique**).

La couche à glauconie ne constitue pas un niveau imperméable à proprement parler, elle constitue une barrière semi-perméable. En comparaison avec les calcaires crétacés, cette dernière n'a été faiblement affectée par les phénomènes de dissolution du fait de sa composition minéralogique. Dans les calcaires crétacés, les fractures karstifiées par la dissolution des minéraux carbonatés voient leur ouverture hydraulique se réduire lors du passage de la couche à glauconie. Les données hydrochimiques récoltées nous autorisent à penser que des transferts de pression existent à travers ces fractures. La source de l'aquifère crétacé ne serait alors qu'un niveau de débordement de l'aquifère jurassique-crétacé.

A partir des investigations hydrochimiques réalisées, on peut dresser un schéma des relations hydrogéologiques entre les aquifères Crétacé et Jurassique (**Fig. 2.24.**). Lorsque la vanne est ouverte, on suppose des niveaux piézométriques équivalents dans les terrains jurassiques et crétacés. La source principale du massif crétacé correspondant à un exutoire de débordement du massif. En parallèle, la faille amont du site permet un apport d'eau de l'aquifère jurassique vers le Crétacé. La quantité de pyrite présente dans l'aquifère crétacé décroît de la base au sommet de l'aquifère. Lorsque la vanne est ouverte, l'eau est en contact avec ces minéraux à proximité de la couche glauconieuse, cette zone correspond à la surface de battement naturel du niveau piézométrique dans l'aquifère, l'apport d'oxygène est donc important et conduit à une mise en solution importante des sulfates. Dans ces conditions hydrauliques naturelles, une partie de l'eau contenue dans l'aquifère crétacé diffuse vers l'aquifère jurassique et "contamine" ce dernier en ions sulfate et magnésium (**Fig. 2.24.**).

Lorsque l'on ferme la vanne, le niveau piézométrique augmente dans les calcaires crétacés et dans le Jurassique (observations de terrain). L'élévation du niveau piézométrique dans les calcaires d'âge crétacé est la conséquence d'une montée générale du niveau d'eau dans l'aquifère jurassique-crétacé, la communication se faisant à travers la couche à glauconie. L'eau mobilisée est l'eau contenue dans la partie profonde de l'aquifère crétacé et une partie de l'eau du jurassique située à proximité de la couche à glauconie, d'où la faible variation des teneurs en Mg^{2+} .

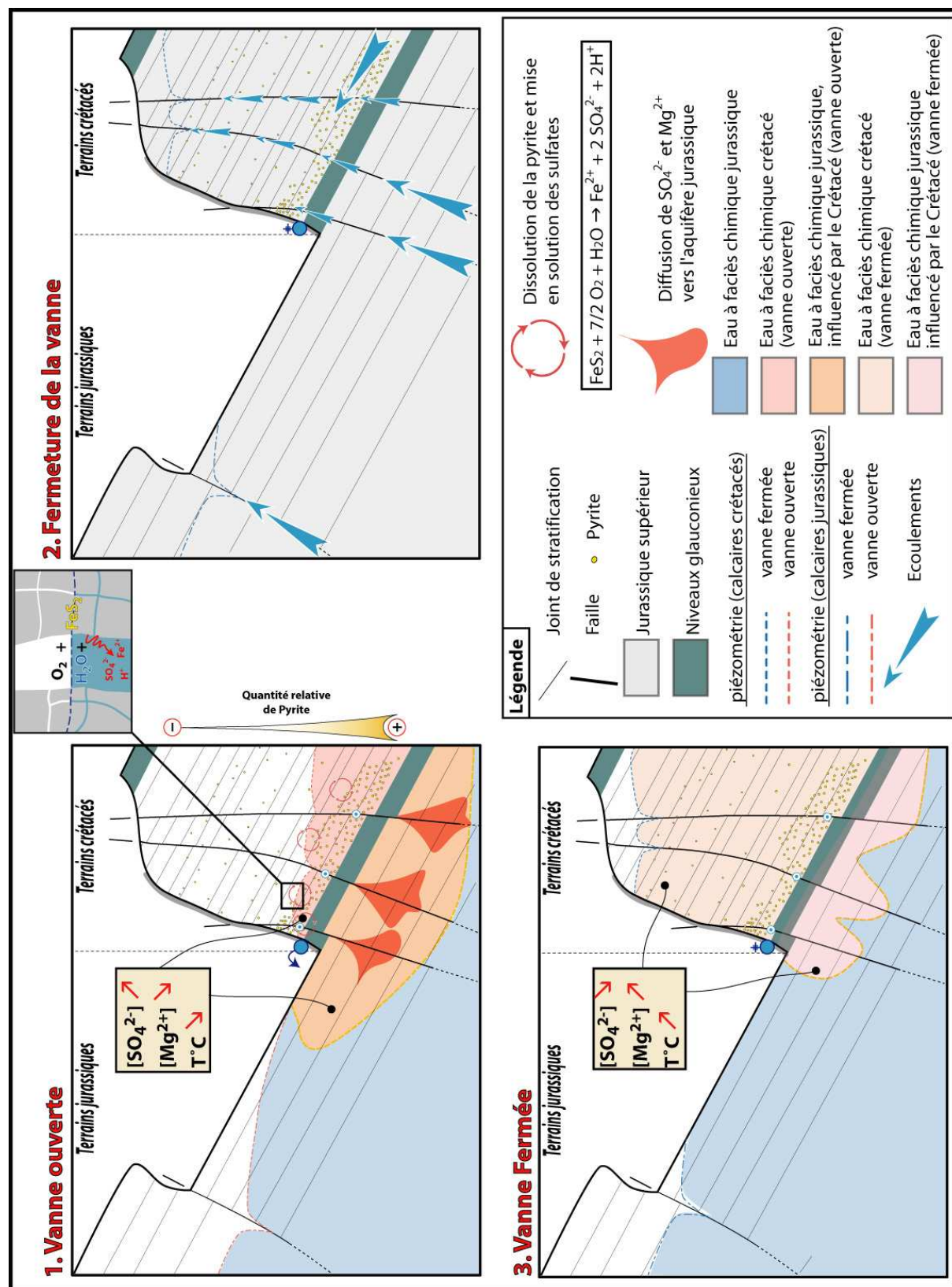


Fig. 2. 24. Relations hydrauliques déduites de la prospection hydrochimique

L'alimentation par la faille amont du site aurait donc une importance limitée dans les mises en charge de l'aquifère lors des fermetures de vanne. Une fois les niveaux piézométriques stabilisés, les concentrations en sulfates diminuent dans l'aquifère crétacé du fait des changements de conditions de dissolution et de l'hétérogénéité minéralogique du massif. Ce changement de chimie de l'eau se répercute ensuite dans l'aquifère jurassique à travers la couche à glauconie. Si la vanne reste fermée pendant une durée importante, l'eau contenue dans le Crétacé va voir ses concentrations en Mg^{2+} augmenter ainsi que sa température. De nouveau, ces changements vont se répercuter sur l'eau contenue dans le Jurassique (**Fig. 2.24.**). L'hétérogénéité spatiale de la répartition de la pyrite et l'analyse détaillée des concentrations en sulfates drainées par l'aquifère, ont permis de mettre en évidence l'influence des oscillations de la surface libre sur la chimie des eaux dans un réservoir fracturé.

4. Analyse détaillée du fonctionnement hydrogéochimique de l'interface zone non-saturée/zone saturée

***n.b.** Ce qui va suivre a fait l'objet d'un article (**Annexe 1**) soumis à *Hydrogeology Journal**

De nombreux auteurs (*Jeannin et Grasso, 1995; Jeannin, 1996; Guglielmi, 1999; Guglielmi et Mudry, 2001*) ont étudié les échanges pouvant exister entre les conduits perméables et "la matrice" moins perméable, au sein d'un aquifère karstique. Nous entendons par matrice l'ensemble des volumes micro fracturés qui entourent le conduit. Les auteurs cités ont montré deux comportements réversibles du système *drain/joints peu perméables* ou *drain/matrice*. A l'aide d'un modèle de mélange à quatre composants, *Lee et Krothe (2003)* ont montré que le débit d'une source est la somme de quatre volumes d'eau d'origine différente qui sont la pluie (10.6%), le sol (3.1%), l'épikarst (52.3%), et la zone saturée des aquifères karstique (34%). *Maloszewski et al. (2002)* montrent que le volume d'eau stocké dans les conduits karstiques est très petit (moins de 1%), et propose d'entreprendre la réalisation de mesures de perméabilité de la matrice. Dans les 34% d'eau en provenance de la zone saturée, et les 52% en provenance de l'épikarst (*Lee et Krothe, 2003*) plus de 99% (*Maloszewski et al., 2002*) seraient donc contenus dans les blocs micro-fissurés qui entourent les conduits, ce qui représenterait une partie non négligeable de l'eau s'écoulant à la source. Ces résultats confirment donc le rôle mineur des conduits karstiques perméables dans le stockage de l'eau, celui-ci se faisant principalement dans l'épikarst et dans les zones micro-fissurés de la zone saturée (*Lee et Krothe, 2003*). Les résultats décrits plus haut (**2. La double perméabilité et ses conséquences hydrauliques**) nous montrent que l'aquifère de Coaraze fonctionne suivant les mêmes modalités que celles décrites, à l'échelle d'aquifère plus étendus, étudiés par les auteurs précédemment cités.

Maintenant que le comportement hydrochimique et hydraulique de l'aquifère de Coaraze est bien contraint, l'objectif est de concentrer notre travail sur un groupe de fractures de manière à préciser la relation qui lie les zones perméables et peu perméables d'un aquifère karstique, autrement dit, de préciser la relation entre les lieux de transit et les lieux de stockage de l'eau au sein des aquifères karstiques. Il est attendu de l'approche hydrochimique qu'elle confirme les résultats obtenus suite aux différentes études hydrauliques réalisées sur le fonctionnement

d'un système à double perméabilité. Mais avant tout, l'objectif de cette seconde phase d'investigations hydrochimiques entreprises sur le site de Coaraze est de caractériser la signature chimique émise vers l'ensemble de l'aquifère par un groupe de fractures, suivant leurs perméabilités respectives. La finalité étant d'appliquer ces résultats à des aquifères karstiques plus étendus (dans notre cas l'aquifère de Fourbanne). Nous espérons ainsi améliorer la compréhension de la genèse du signal chimique enregistré au niveau des sources karstiques et d'en tirer des conclusions sur le fonctionnement interne des aquifères.

Le site de Coaraze se prête particulièrement bien à ce type d'expérimentations. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, il est possible de générer des variations de niveau de la surface libre dans le massif, et d'imposer à l'aquifère la charge choisie par l'utilisateur. De plus, aucune variation des paramètres enregistrés n'est due au transit de l'eau à travers le sol. En l'absence de pluie toutes les variations hydrochimiques sont le résultat de l'interaction eau/roche au sein de l'aquifère ou de phénomènes de transport. On a ainsi accès aux processus hydrochimiques qui ont lieu au cœur d'un aquifère fracturé carbonaté. Le contrôle de l'utilisateur sur le taux de saturation en eau du massif permet de travailler dans plusieurs conditions hydrauliques, que l'on retrouve dans un aquifère karstique plus étendu est d'étudier ainsi en détail les mécanismes hydrochimiques à l'interface zone saturée/zone non-saturée dans un réservoir fracturé. Ajouté à ceci, la durée de fermeture de la vanne permet de tester différents temps de séjour de l'eau dans l'aquifère. Les interprétations des expérimentations réalisées devraient ainsi nous permettre d'appliquer directement ces résultats à l'étude du fonctionnement des différents compartiments d'aquifères karstique plus étendus, comme celui de Fourbanne (Vallée du Doubs).

4.1. Protocole expérimental

L'investigation hydrochimique à l'échelle du joint peu perméable et de la fracture perméable a été réalisée en deux phases d'expérimentation. Ces expérimentations correspondent à une succession d'ouvertures et de fermetures de vanne d'une durée déterminée (**Fig. 2.25.**). Durant ces mise en charge et vidanges du massif, des prélèvements de chimie à pas de temps très courts (de l'ordre de la minute) vont être réalisés. Les prélèvements d'échantillons d'eau ont été concentrés sur deux discontinuités de perméabilité différentes mais connectées entre elles : S_2 et F_3 (**Fig. 2.25.**). Chaque discontinuité a été équipée d'un dispositif de prélèvement muni

d'un système de contrôle du débit, de manière à altérer le moins possible le comportement naturel du massif, l'objectif étant d'étudier le comportement hydrochimique d'un couple de discontinuités de perméabilité différente, lors de recharges ou vidanges de l'aquifère.

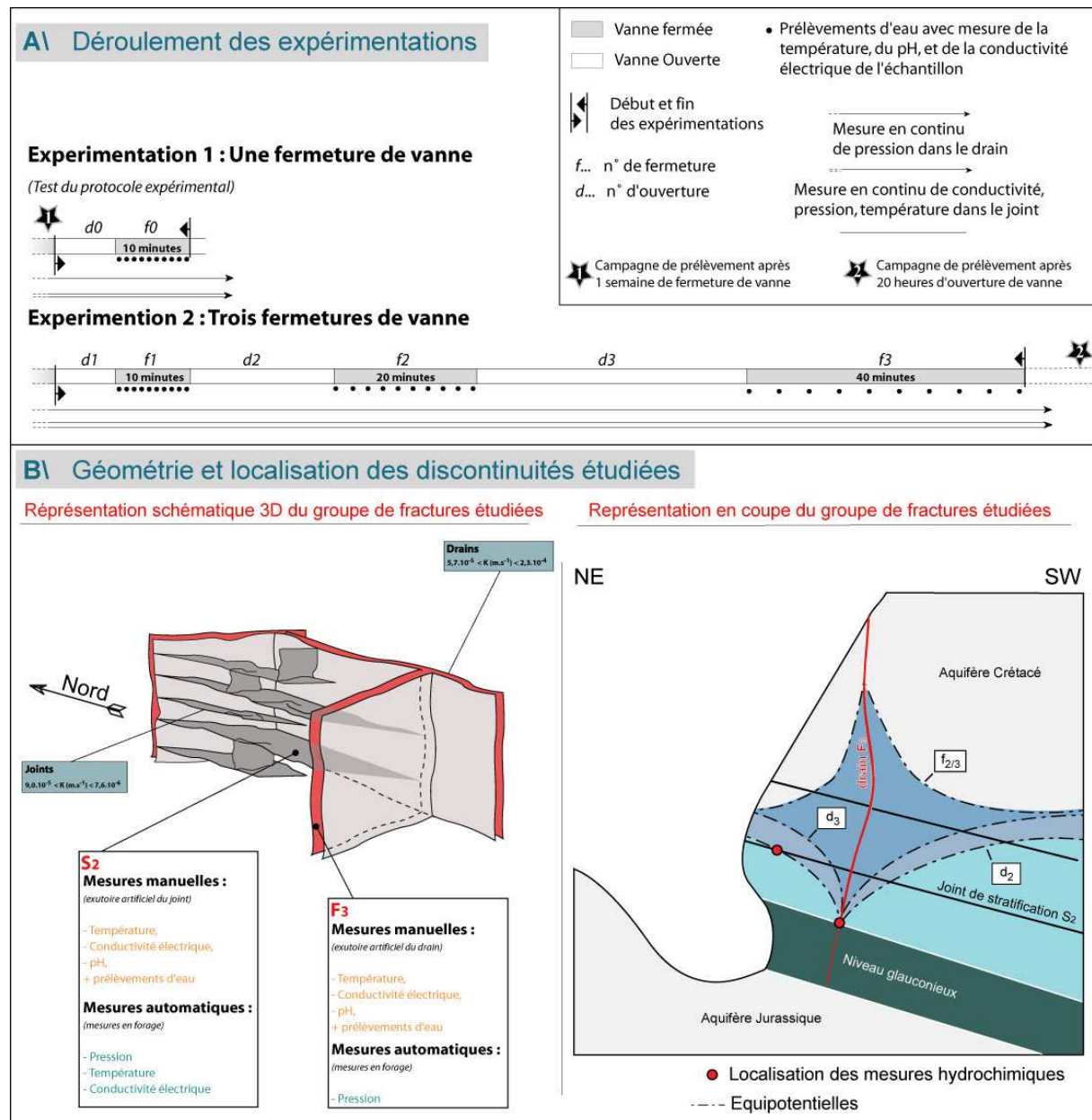


Fig. 2. 25. Déroulement des expérimentations et contexte structural et hydraulique de réalisation de la prospection hydrochimique

L'expérimentation n°1 (d_0/f_0) a été une phase de test destinée à évaluer la faisabilité de notre protocole expérimental (Fig. 2.25.). En effet, ce type d'expérimentation n'ayant jamais été réalisé et le rythme de prélèvement étant très élevé, il fallait s'assurer qu'une campagne de prélèvements à l'échelle de deux discontinuités était réalisable. Cette expérimentation a été

précédée de la campagne de prélèvement hydrochimique réalisée après 1 semaine de fermeture de vanne, dont une partie des résultats a déjà été exploitée précédemment (*cf. 3. Fonctionnement hydrochimique de l'aquifère de Coaraze*).

L'expérimentation n°2 (**Fig. 2.25.**) consiste en trois ouvertures et fermetures de vanne successives : d_1/f_1 , d_2/f_2 et d_3/f_3 . Les durées d'ouverture de vanne sont les suivantes : pour $d_1=10$ minutes, pour $d_2=20$ minutes et pour $d_3=40$ minutes. Chaque fermeture de vanne a une durée égale à la phase de drainage qui la précède. Pour f_1 , un échantillon d'eau a été prélevé toutes les minutes, pour f_2 , le pas de temps est passé à 2 minutes et pour f_3 , les prélèvements ont été faits toutes les 4 minutes. Les prélèvements ont été réalisés de manière synchrone dans les deux discontinuités étudiées. Chaque prélèvement a été couplé à une mesure manuelle des paramètres physico-chimiques (pH, température, conductivité) de l'eau prélevée. En parallèle une sonde multi paramètres (OTT Orphéus®) installée dans un forage, a enregistré toutes les 30 secondes les variations de pression, de température, et de conductivité dans le joint S₂. La pression dans le drain F₃ a été enregistrée toutes les minutes à l'aide des capteurs de pression présents à demeure sur le site. La deuxième campagne de prélèvement généralisée (**Fig. 2.25.**) a été faite sur le site après 20 heures d'ouverture de vanne à la suite de l'expérimentation n°2.

4.2. Investigation hydrochimique à l'échelle de la fracture et du groupe de fractures

4.2.1 Hétérogénéité hydrochimique du réservoir liée aux contrastes de perméabilité

Avant d'entreprendre la description puis l'interprétation des résultats obtenus au cours des expérimentations présentées **figure 2.25.**, nous allons revenir aux mesures hydrochimiques effectuées après une semaine de fermeture de vanne au niveau de l'aquifère crétacé (*cf. 3. Fonctionnement hydrochimique de l'aquifère de Coaraze*). Si l'on ne s'intéresse qu'aux mesures réalisées sur l'eau drainée par l'aquifère crétacé, deux valeurs extrêmes de conductivité électrique de l'eau sont mesurées : $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$ et $553 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Dans les aquifères carbonatés la conductivité est principalement expliquée par la présence des deux espèces majoritaire : HCO_3^- et Ca^{2+} . Dans l'aquifère crétacé, leurs concentrations respectives varient de 205 à 265 mg.L⁻¹ et de 68,7 à 86,2 mg.L⁻¹. Les sulfates ayant des concentrations

importantes dans cet aquifère (**Fig. 2.23.**), leur concentration a aussi une influence sur la conductivité électrique de l'eau. Les deux valeurs de conductivité minimale et maximale mesurées dans l'aquifère crétacé correspondent respectivement à la conductivité mesurée dans le drain F₃ et dans le joint de stratification S₂. Malgré leur proximité spatiale (4 mètres) et leur bonne connectivité (*cf. 2.2.1. relations hydrauliques et connectivité des réseaux de discontinuités*) les eaux contenues dans la discontinuité peu perméable S₂ et la discontinuité perméable F₃ présentent des faciès chimiques différents. Nous allons maintenant étudier la manière dont réagit ce couple de discontinuités lors de différentes vidanges et remplissages de l'aquifère et préciser si l'hétérogénéité chimique mesurée après une semaine de fermeture de vanne est la conséquence d'un comportement hydraulique et hydrochimique particulier.

La **figure 2.26.** présente les échantillons prélevés au niveau du drain F₃ et du joint de stratification S₂ durant les trois fermetures de vanne successives (expérimentation 2), en fonction de leurs indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite (calculé à l'aide du logiciel PHREEQC®). A l'échelle des 3 phases d'expérimentation (**Fig. 2.26A.**), l'eau des deux discontinuités est proche de l'équilibre vis-à-vis de la dolomite (les valeurs s'échelonnent de -0,2 à 0,04) et légèrement sursaturée vis-à-vis de la calcite (les valeurs s'échelonnent de 0,1 à 0,34). Au cours de la première expérience de remplissage, l'eau en provenance du drain et du joint de stratification sont dans le même nuage de points (**Fig. 2.26B.**). Au long des deux phases de remplissage suivantes, deux nuages de points se différencient progressivement. Dans la faille F₃, les indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite augmentent progressivement au cours de trois phases de remplissage (**Fig. 2.26C, Fig. 2.26D**). Au contraire, dans le joint de stratification, les indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite restent à la même valeur durant les trois phases de remplissage. La mesure de l'évolution des indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomie met de nouveau en évidence un contraste de comportement hydrochimique des deux discontinuités étudiées.

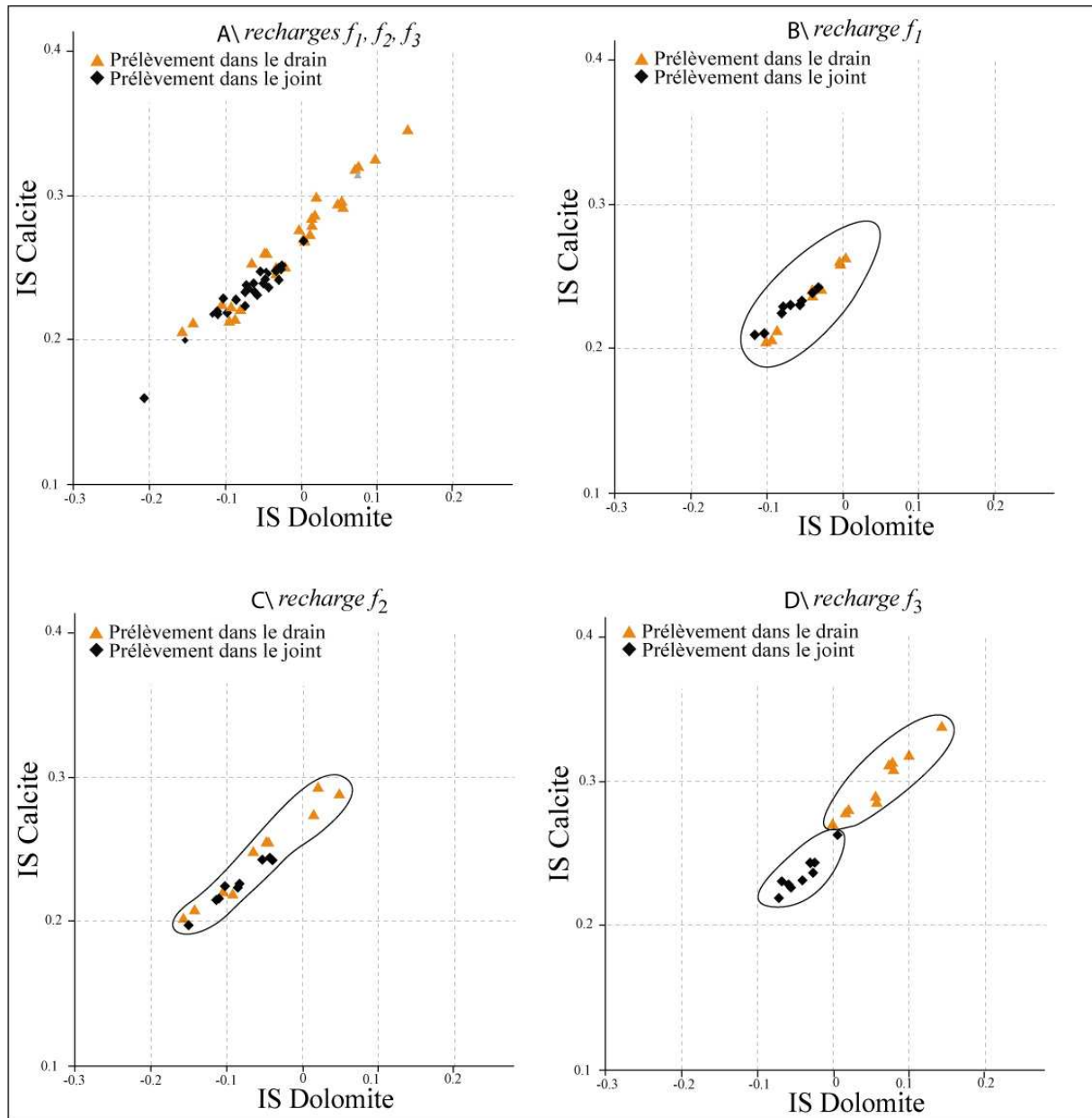


Fig. 2. 26. Evolution des indices des indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite dans le joint S_2 et le drain F_3

4.2.2 Comportement hydrochimique d'un joint de stratification

La conductivité électrique de l'eau a été enregistrée dans le joint de stratification durant toute la durée de l'expérimentation n°2 (Fig. 2.27.). Les mesures automatiques réalisées dans la partie interne du joint sont validées par des mesures réalisées à l'exutoire du joint de stratification. Le signal enregistré par la sonde OTT au cœur du joint correspond à celui enregistré manuellement à l'exutoire du joint de stratification. Cependant, on remarque qu'au début des fermetures de vanne, l'eau met un certain temps à s'écouler de l'exutoire artificiel,

aménagé sur le joint. Les valeurs mesurées manuellement dans le joint de stratification ne couvrent donc pas toute la durée de la mise en charge. Il faudra utiliser les valeurs enregistrées par la sonde pour caractériser correctement le comportement hydrochimique du joint de stratification lors des phases de remplissage de l'aquifère, (**Fig. 2.27.**).

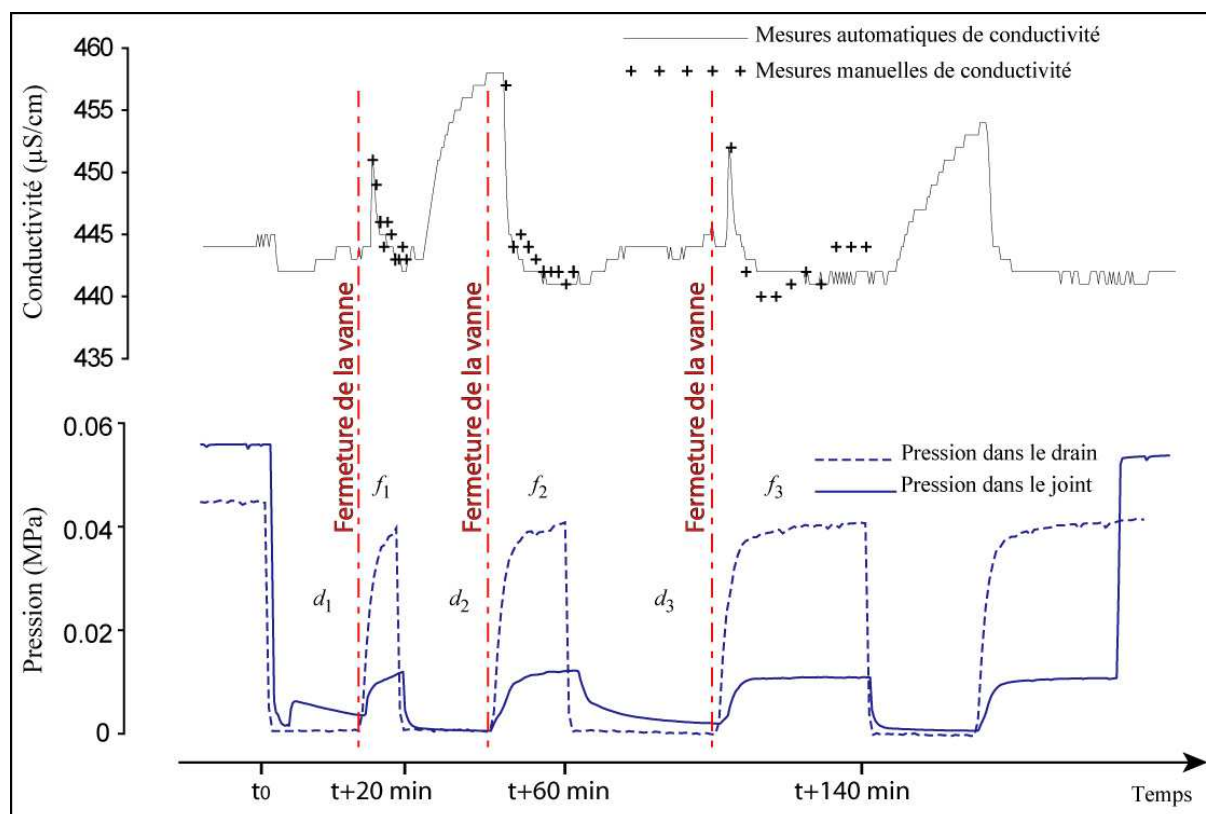


Fig. 2. 27. Suivi de la pression dans le drain F₃, de la conductivité électrique de l'eau et de la pression dans le joint de stratification S₂ pendant l'expérimentation n°2.

Il apparaît à la lecture des mesures que, durant toute la phase d'expérimentation, le joint n'est jamais vidangé de manière complète au cours des phases de drainage du massif et ce, même durant la phase de drainage la plus longue qui atteint 40 minutes. En effet, la sonde mesure des valeurs de conductivité durant toute l'expérience. Si une vidange complète du joint était intervenue la sonde aurait enregistré une valeur de conductivité nulle correspondant à la valeur de conductivité de l'air. La **figure 2.28.** présente l'évolution de la conductivité électrique de l'eau pendant une vidange naturelle du joint, on observe qu'après 200 minutes d'ouverture de vanne, la conductivité tombe à $0 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$, ce qui marque une vidange totale du joint.

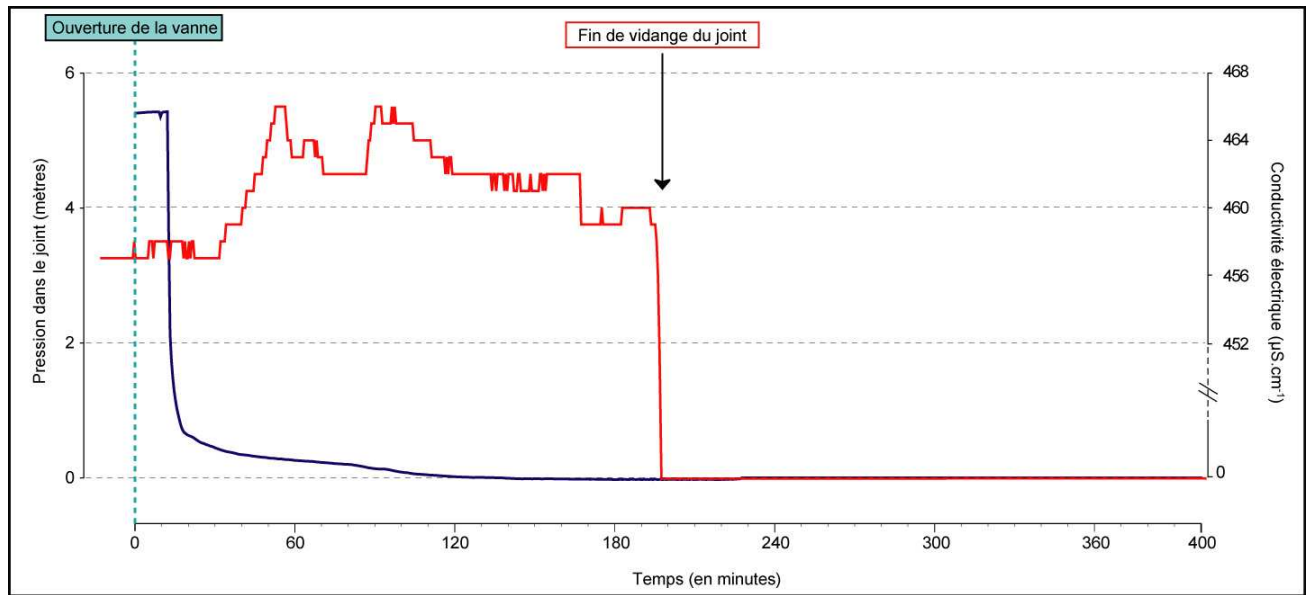


Fig. 2. 28. Evolution de la conductivité électrique de l'eau dans le joint de stratification lors d'une vidange du massif, sans manipulations de système de prélèvement du joint.

Durant l'expérimentation n°2, le signal de conductivité enregistré (**Fig.2.27.**) montre une évolution atypique et originale. Tout d'abord, malgré les faibles variations de conductivité électrique enregistrées, nous considérerons ces variations significatives, car elles ne correspondent pas à des variations instantanées et ponctuelles sous forme de pics, mais elles montrent une évolution graduelle et continue de la conductivité. De plus, les valeurs de conductivité mesurées en mode automatique sont validées par des mesures manuelles à l'exutoire du joint (**Fig.2.27.**). Les variations de conductivité s'échelonnent de $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$ à $458 \mu\text{S.cm}^{-1}$.

Quatre formes d'évolution différentes de la conductivité peuvent être isolées (**Fig. 2.29**). Ces quatre types d'évolution correspondent à deux comportements hydrochimiques caractéristiques du joint de stratification, lors des phases de drainage de l'aquifère, et deux comportements hydrochimiques caractéristiques du joint de stratification, lors des phases de remplissage de l'aquifère.

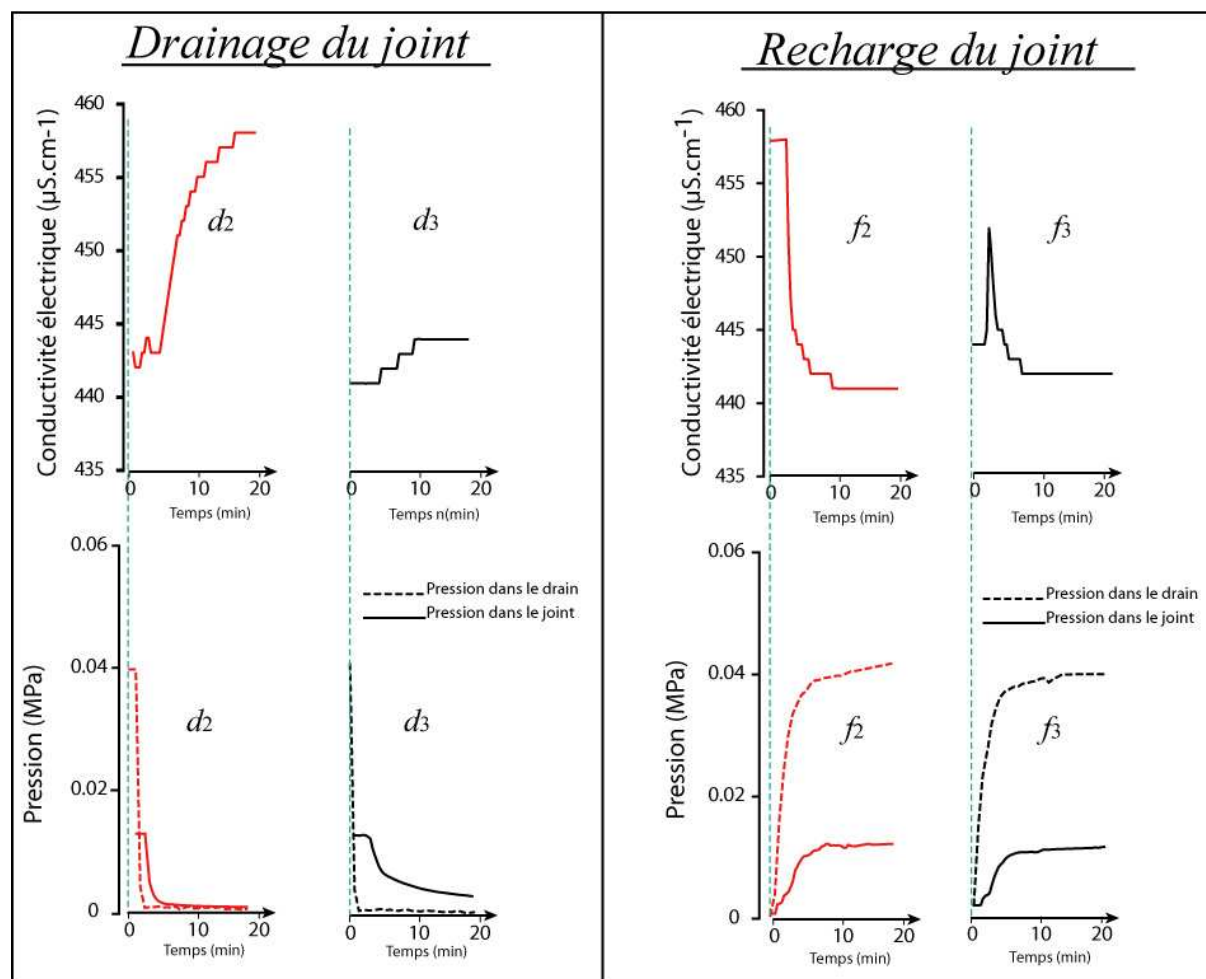


Fig. 2. 29. Détail de l'évolution de conductivité électrique de l'eau dans le joint S_2 et évolution de pression dans le drain et dans le joint durant les périodes sélectionnées.

- Drainage de l'aquifère

Dans le premier cas, la pression dans le joint de stratification S_2 atteint une valeur nulle après 5 minutes d'ouverture de vanne (d_2). Au contraire, dans le drain, la chute de pression est instantanée. La conductivité électrique de l'eau dans le joint augmente de $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$ à $459 \mu\text{S.cm}^{-1}$, valeur à laquelle elle se stabilise.

Dans le second cas, le drainage n'est pas complet dans le joint de stratification (d_3), une pression de 2 KPa est maintenue dans la discontinuité, à l'aide du robinet du dispositif de prélèvement. Dans ce cas, l'augmentation de conductivité est limitée et se stabilise à une valeur de $444 \mu\text{S.cm}^{-1}$.

- Remplissage de l'aquifère

L'évolution de conductivité dans le joint pendant les phases de remplissage du massif peut aussi être divisée en deux comportements hydrochimiques typiques. Dans le premier cas (f_2), alors que la pression augmente rapidement dans le drain et plus lentement dans le joint, une chute de conductivité est enregistrée immédiatement. La conductivité électrique de l'eau du joint varie de $458 \mu\text{S.cm}^{-1}$ au moment de la fermeture de vanne à $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$ après 10 minutes de remplissage du massif. La conductivité se stabilise à cette valeur jusqu'à la prochaine manipulation de la vanne.

Dans le second cas (f_3), un pic de conductivité de $10 \mu\text{S.cm}^{-1}$ est enregistré deux minutes après la fermeture de la vanne, puis la conductivité retrouve sa valeur initiale de $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Ce second type d'évolution intervient si la phase de drainage qui a précédé n'a pas été complète dans le joint et si il a été maintenu une pression d'eau dans la discontinuité (d_3).

Tous les résultats décrits ci-dessus sont reproductibles et représentatifs du comportement naturel du joint de stratification. En effet, la **figure 2.28** montre que lors d'une vidange de l'aquifère sans prélèvements au niveau du joint de stratification, on retrouve le même type d'évolution de la conductivité électrique dans cette discontinuité. Ces résultats permettent de dresser deux schémas de l'évolution de la conductivité électrique de l'eau contenue dans un joint de stratification peu perméable, autrement dit, d'une discontinuité peu perméable d'un aquifère karstique. Ces deux schémas de fonctionnement vont être dépendants de l'état de saturation de la discontinuité.

La **figure 2.30** représente l'évolution de la conductivité en fonction de la pression pour les deux comportements hydrochimiques mis en évidence précédemment. On observe qu'une chute de pression dans le joint est immédiatement suivie d'une augmentation de conductivité. L'amplitude de cette augmentation est dépendante de la pression en eau résiduelle maintenue dans la discontinuité (**Fig. 2.30A** et **Fig. 2.30B**). Plus la chute de pression sera importante dans le joint, plus l'augmentation de conductivité sera, elle aussi, importante (**Fig. 2.30 A**). Dans le cas d'un drainage incomplet du joint, l'augmentation de conductivité sera limitée (**Fig. 2.30B**). Cette évolution contrastée de la conductivité électrique de l'eau est dépendante de l'état de saturation en eau de la discontinuité (**Fig. 2.30A** et **Fig. 2.30B**).

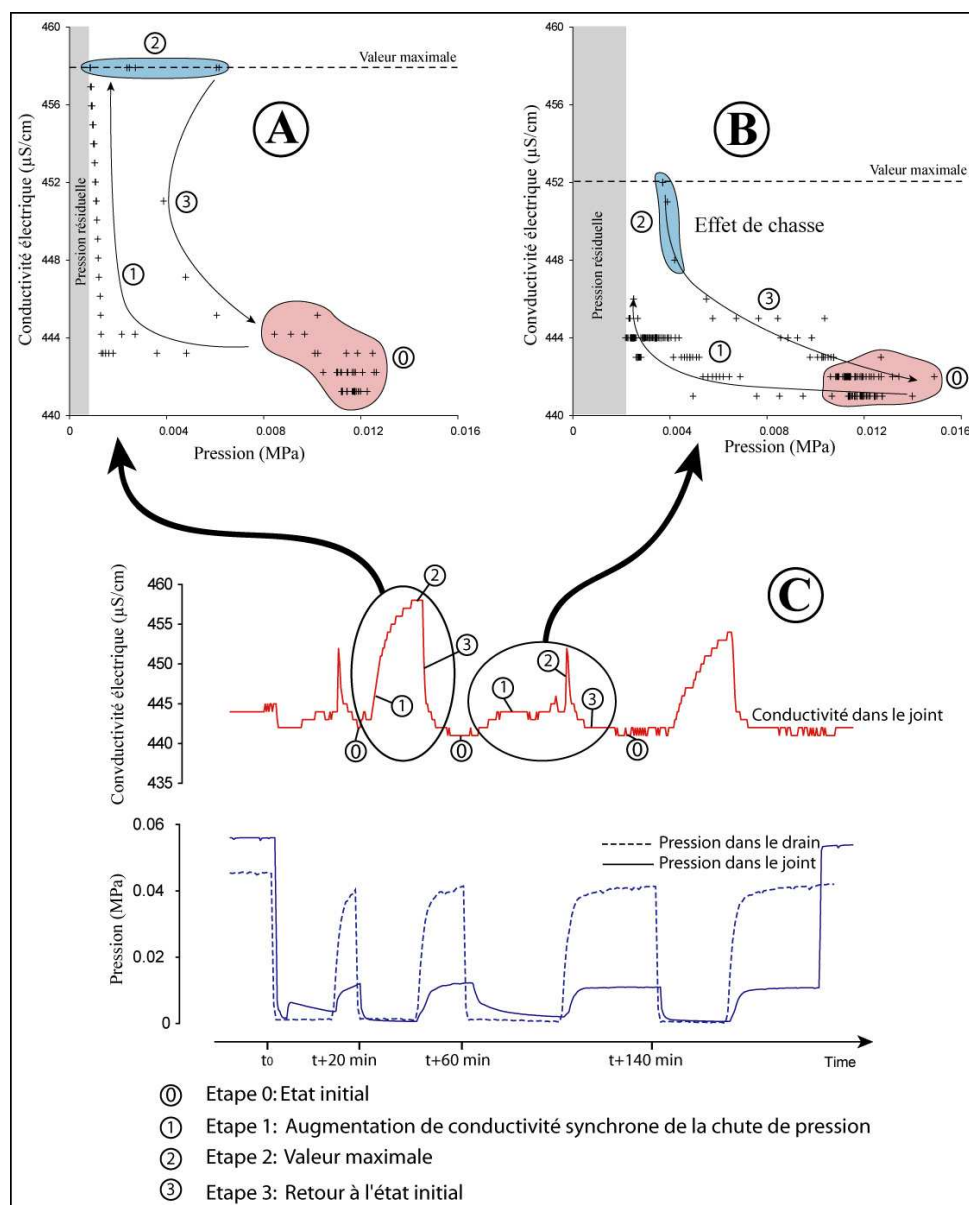


Fig. 2.30 Evolution de la conductivité en fonction de la pression lors d'un cycle d'ouverture et de fermeture de vanne pour les deux comportements hydrochimiques mis en évidence dans le joint de stratification peu perméable.

Durant les phases de remplissage de l'aquifère, la conductivité de l'eau du joint peu perméable retrouve sa valeur initiale. Deux évolutions différentes sont possibles pour ce retour de la conductivité électrique à sa valeur initiale (**Fig. 2.30A** et **Fig. 2.30B**). Encore une fois, c'est la pression résiduelle maintenue dans le joint qui va déterminer la manière dont la conductivité va évoluer pour revenir à sa valeur de $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Dans le cas d'un bon drainage du joint, la conductivité retrouve rapidement sa valeur initiale après une chute continue. Si une certaine pression en eau est maintenue dans le joint, la conductivité retrouve

sa valeur initiale après un pic de conductivité, qui correspond à la valeur maximale enregistrée pendant cette phase de remplissage.

4.2.3 Mise en évidence de la double perméabilité par le traçage hydrochimique

Les mesures de conductivité dans le drain ont été réalisées uniquement durant les phases de saturation du massif, celui-ci étant "sec" durant les phases de drainage. En effet, cette discontinuité appartient au groupe de fractures perméables qui ne représente que 4% de la capacité de stockage de l'aquifère, mais explique la majorité du débit de la source (*Guglielmi et Mudry, 2001*). Le drain ayant une perméabilité élevée, c'est l'une des discontinuités du massif drainée le plus rapidement. La **figure 2.31.** montre l'évolution simultanée de la conductivité de l'eau dans le joint de stratification et dans le drain. Les mesures utilisées pour réaliser ces courbes sont des mesures manuelles, une partie de l'évolution hydrochimique du joint n'est donc pas visible (**Fig. 2.27**). Ce qui nous intéresse ici est de comparer l'évolution de la conductivité de l'eau à l'exutoire du drain et du joint.

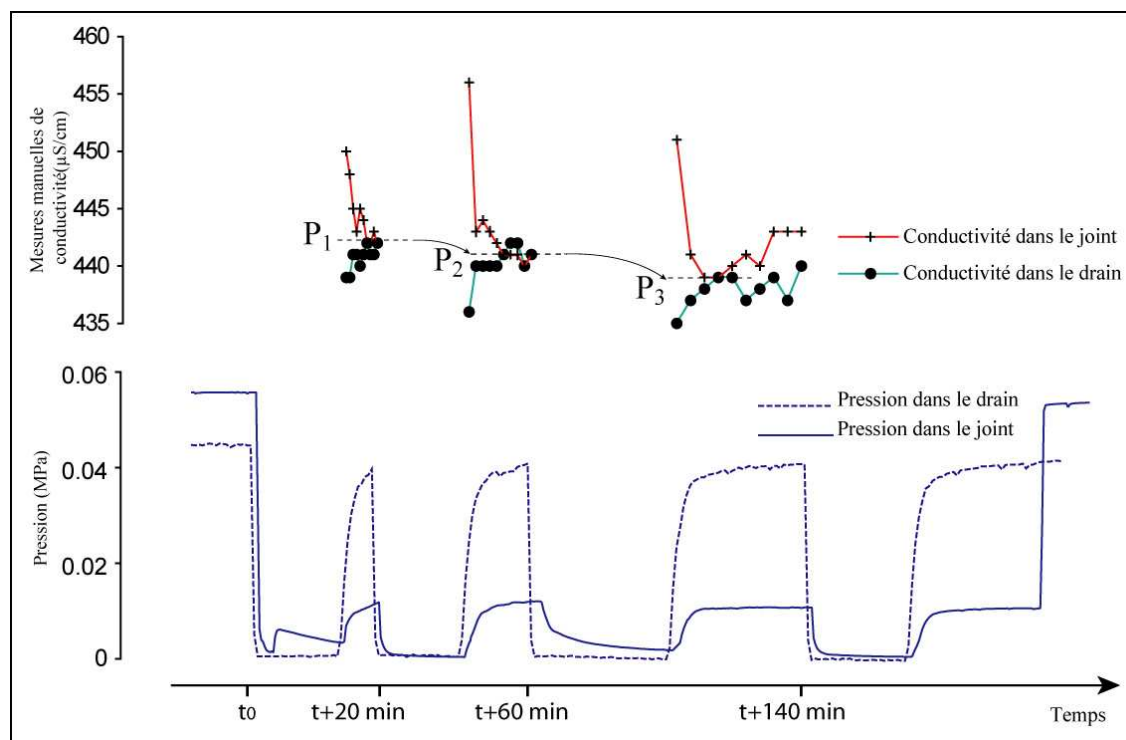


Fig. 2. 31. Evolution de la conductivité électrique (mesures manuelles) de l'eau du joint et du drain pendant d_1/f_1 , d_2/f_2 et d_3/f_3 .

Les conductivités mesurées à la sortie du joint de stratification et du drain montrent des évolutions inverses (**Fig. 2.31**). La conductivité mesurée dans le drain augmente de $436 \mu\text{S.cm}^{-1}$ à $443 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Quant à la conductivité mesurée dans le joint, elle décroît de $457 \mu\text{S.cm}^{-1}$ à $439 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Les valeurs de conductivité se stabilisent à des valeurs proches dans les deux discontinuités. Ces zones de stabilisation ont été nommée P1, P2 et P3 pour les phases de mise en charge respectives du massif f_1 , f_2 et f_3 . La conductivité électrique se stabilise à $443 \mu\text{S.cm}^{-1}$ au point P1, à $440 \mu\text{S.cm}^{-1}$ au point P2 et à $439 \mu\text{S.cm}^{-1}$ au point P3 (**Fig. 2.31**). Pendant la dernière fermeture de vanne (f_3) d'une durée de quarante minutes, la zone de stabilisation de la conductivité à P3 est suivie d'une augmentation de la conductivité du joint de stratification après 16 minutes de fermeture, alors que la conductivité dans le drain reste stable. Cette augmentation de conductivité dans le joint atteint une valeur de $445 \mu\text{S.cm}^{-1}$ après 40 minutes de fermeture de vanne.

Pendant les périodes de fermeture de vanne (mise en charge de l'aquifère), un comportement inverse de la conductivité est enregistré entre le joint de stratification et le drain. La minéralisation de l'eau drainée par le joint de stratification décroît, quelle que soit la pression résiduelle qui a été maintenue dans le joint pendant la phase de drainage qui a précédé. Dans le drain, la conductivité augmente. La conductivité électrique de l'eau contenue dans les deux discontinuités se stabilise à une valeur de conductivité électrique égale. On remarque que cette valeur de stabilisation diminue au cours des trois fermetures de vannes successives. Pour la dernière phase de remplissage, une différenciation de la conductivité de l'eau contenue dans le joint est enregistrée après 16 minutes de mise en charge du massif. Ces résultats démontrent une relation hydrochimique entre ces deux discontinuités de perméabilité différente.

La **figure 2.32**. représente les échantillons prélevés dans les deux discontinuités étudiées après une semaine de fermeture de vanne (figurés vides), et les échantillons prélevés après la première manipulation de vanne (d_1/f_1) (figurés noirs). Les prélèvements réalisés sont représentés en fonction de leur teneur en ions Ca^{2+} et Mg^{2+} . Après une semaine de mise en charge de l'aquifère, l'eau contenue dans les drains perméables de l'aquifère crétacé affiche des concentrations en Ca^{2+} qui s'échelonnent de $83,4 \text{ mg.L}^{-1}$ à $86,1 \text{ mg.L}^{-1}$. Les concentrations en Mg^{2+} de l'eau du drain quant à elles, sont comprises entre $14,8 \text{ mg.L}^{-1}$ et $15,1 \text{ mg.L}^{-1}$. L'eau prélevée dans le joint affiche des concentrations en Ca^{2+} de $71,1 \text{ mg.L}^{-1}$ et

de $14,6 \text{ mg.L}^{-1}$ en Mg^{2+} . Après deux phases de drainage de 10 minutes et deux phases de remplissage du massif de même durée (d_0/f_0 et d_1/f_1), les mesures réalisées dans le drain et dans le joint se retrouvent au sein du même nuage de points. Leurs concentrations en Mg^{2+} sont comprises entre $14,5 \text{ mg.L}^{-1}$ à 16 mg.L^{-1} et la concentration des prélèvements en Ca^{2+} se situe autour de 70 mg.L^{-1} , pour l'ensemble des échantillons prélevés (Fig. 2.32.).

Une mise en charge prolongée de l'aquifère induit donc une différenciation chimique de l'eau suivant la perméabilité des discontinuités considérées. Une phase de drainage de l'aquifère, même courte comparée à la durée de la mise en charge qui a précédé, provoque une homogénéisation des faciès chimiques dans le drain et le joint de stratification peu perméable.

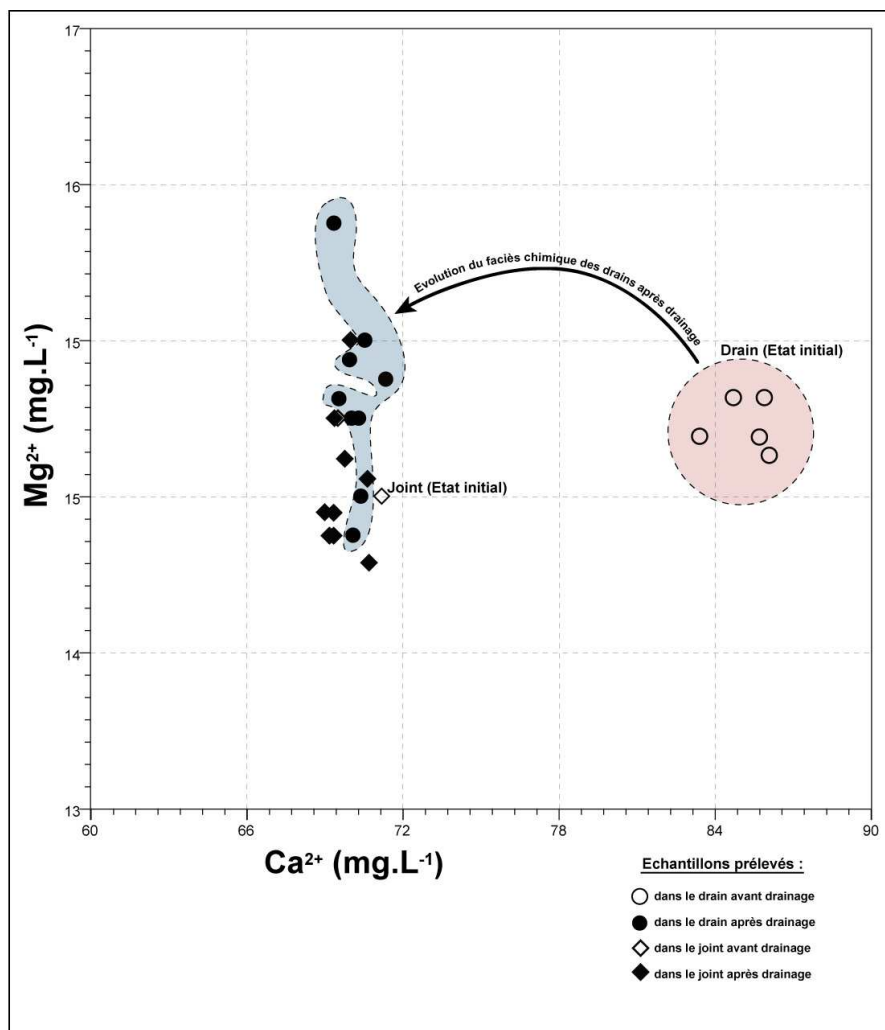


Fig. 2. 32. Représentation des prélèvements effectués dans le drain et le joint, après une semaine de fermeture de vanne et durant la fermeture f_1 , en fonction de leurs concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} .

4.3 Discussion

4.3.1 Contrôle de la perméabilité sur l'hydrochimie

Les résultats décrits ci-dessus montrent clairement une différenciation hydrochimique de l'eau de l'aquifère suivant la perméabilité de la discontinuité considérée. Cette différenciation hydrochimique est obtenue à différentes échelles de temps (10 minutes à 1 semaine de mise en charge), et pour différents états de saturation du massif. Cependant, l'ensemble des discontinuités étudiées n'est pas atteint par cette évolution hydrochimique. En effet, seules les discontinuités peu perméables sont affectées par des variations importantes de l'hydrochimie de l'eau qu'elles contiennent. On mesure que plus la mise en charge de l'aquifère est longue, plus la différenciation hydrochimique entre les discontinuités les plus perméables et les moins perméables est importante (**Fig. 2.31. et Fig. 2.32.**). Dans le drain, quelle que soit la durée de mise en charge (10 minutes ou 1 semaine), la conductivité électrique mesurée est toujours proche d'une valeur de $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Au contraire, dans le joint peu perméable, après une semaine de fermeture de la vanne la conductivité électrique atteint $553 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Ajouté à ceci, pour les expérimentations courtes (de 10 à 40 minutes) les phénomènes de transport sont prédominants, étant donné les indices de saturation proches de l'équilibre calculés vis-à-vis de la calcite et de la dolomie (**Fig. 2.26.**). A l'échelle de deux discontinuités, nous mesurons donc une influence de la perméabilité sur la signature et l'évolution chimique dans le temps de l'eau qu'elles contiennent.

La capacité de drainage d'une discontinuité rocheuse, liée à sa perméabilité, influence le temps de séjour de l'eau, la surface de contact eau/roche et détermine ainsi la signature hydrochimique de la discontinuité. Les expérimentations réalisées à l'échelle de deux discontinuités de l'aquifère de Coaraze nous permettent de dresser différents schémas de comportement hydrochimique d'un aquifère fracturé à double perméabilité.

A. Comportement hydrochimique des joints de stratification peu perméables $(9.0 \cdot 10^{-7} < K < 7.6 \cdot 10^{-6})$

Les mesures ont été réalisées à l'échelle d'un joint de stratification peu perméable. Cependant on ne peut pas considérer que les mesures sont uniquement représentatives du comportement hydrochimique de joint de stratification S_2 . En effet, la discontinuité étudiée est interconnectée avec d'autres fractures ou joints de stratifications du fait de son étendue

spatiale importante à l'échelle du massif calcaire de Coaraze (**Fig. 2.11. et Fig. 2.25.**). De plus, des variations de perméabilité au sein même de ce joint ont été mesurées (*cf. 2.2 Quantification de la double perméabilité d'un aquifère fracturé carbonaté*). Malgré tout, la signature chimique enregistrée diffère significativement entre le drain et le joint de stratification. C'est pourquoi, nous considérerons que les mesures réalisées au niveau du joint de stratification S₂, correspondent au comportement hydrochimique d'un groupe de discontinuités peu perméables.

Les expérimentations réalisées sont résumées **figure 2.33**. Si la vanne est maintenue fermée pendant une durée supérieure à 40 minutes (condition de zone saturée), la minéralisation de l'eau dans le joint peu perméable, mesurée par l'intermédiaire de la conductivité électrique augmente avec le temps, par interaction eau/roche (**lignes en pointillés Fig. 2.33. et Fig.2.34.**). Dans ce cas, le temps de séjour de l'eau est augmenté par la faible perméabilité de la discontinuité. Lorsque le niveau piézométrique de l'aquifère varie (**Fig.2.34.**), différents comportements types sont enregistrés, en fonction de la pression maintenue dans le joint durant les phases de drainage et de recharge de l'aquifère.

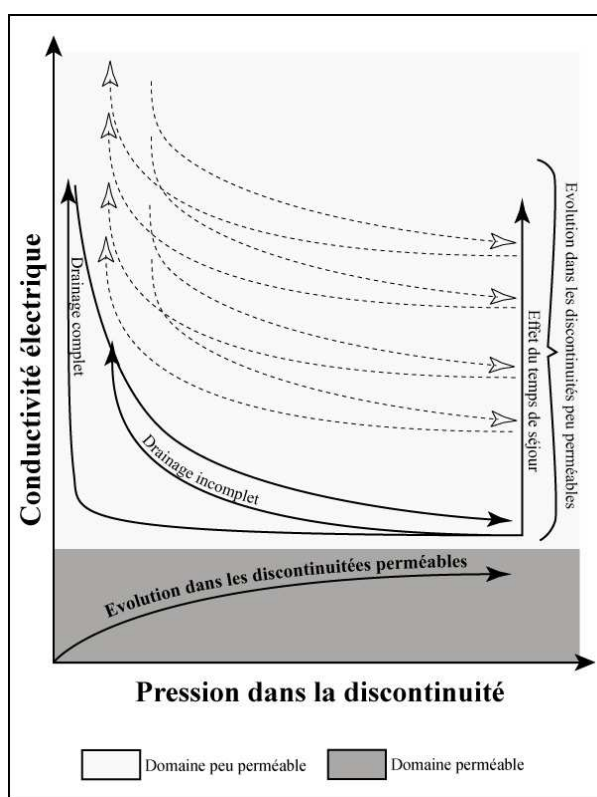


Fig. 2. 33. Modèle conceptuel de l'évolution de conductivité en fonction de la pression dans les discontinuités perméables et peu perméables.

- Effet du drainage de l'aquifère sur le comportement hydrochimique du joint de stratification

Dans le cas d'un drainage que nous qualifierons de bon, c'est-à-dire lorsque la pression mesurée dans le joint de stratification est proche de 0 kPa (d_2), Tokunaga et Wan (1997) suggèrent qu'un écoulement d'eau significatif intervient, sous forme d'un film, dans la discontinuité ainsi "désaturée". Cette propriété des discontinuités peu perméables à contenir de l'eau sans qu'une pression ne soit mesurée est liée à leur structure. La rugosité des deux plans de stratification crée des vides dans la structure du plan de stratification (Aydin, 1997; Aydin, 2001) (**Fig.2.34.**). L'écoulement est contrôlé par la structure du plan de stratification ou de fracturation dépendant de sa rugosité. Celle-ci induit des variations dans la distribution des ouvertures (Salve et al., 2002; Salve et al., 2003). On se trouve donc en présence d'un écoulement diphasique eau/air (**Fig.2.34.**). Dans le cas d'un joint de stratification en position horizontale, l'écoulement est *découpé* et *chenalisé* (Fourar et Borjes, 1999) dans les vides limités par les deux plans de stratification. On peut ainsi imaginer la présence de "flaques d'eau" plus ou moins stagnante (**Fig.2.34.**).

Dans ces conditions d'écoulement, la composition chimique de l'eau présente dans le joint dépend de l'équilibre du système $H_2O-CO_2-CaCO_3$, étant donné que l'aquifère est de type carbonaté. Le système calco-carbonique a été étudié et décrit dans le détail par de nombreux auteurs (Bakalowicz, 1979; Buhmann et Dreybrodt, 1984; 1985; Dreybrodt et Buhmann, 1991; Dreybrodt et al., 1992; Zaihua et al., 1995; Dreybrodt et al., 1996; Dreybrodt et al., 1997; Plagne, 1997; Zaihua et Dreybrodt, 1997; Gabrovsek et al., 2000). Nous attribuons l'augmentation de $10 \mu S.cm^{-1}$ (**Fig. 2.29.**) mesurée dans le joint à la perturbation de cet équilibre par l'arrivée de la phase gazeuse dans le joint, lors du drainage de l'aquifère. La vidange rapide des drains provoque une arrivée d'air dans l'aquifère qui s'introduit dans les joints. Le CO_2 gazeux est alors dissous en CO_2 aqueux et permet la mise en solution d'une petite quantité d'ions HCO_3^- par interaction eau/roche, ce qui provoque l'augmentation de conductivité mesurée de $10 \mu S.cm^{-1}$ (**Fig.2.34.**). Il est aussi possible qu'une part du CO_2 dissout provoque cette augmentation de la concentration en HCO_3^- par différenciation de l'espèce formée H_2CO_3 , sans interaction eau/roche. Il nous est difficile de déterminer la part respective de ces deux processus, étant donné l'échelle des mécanismes décrits et la complexité de l'écoulement diphasique dans le joint de stratification. Il apparaît cependant

que les interactions eau/ roche sont améliorées par l'arrivée d'un stock de CO_2 dans le joint, à la suite de la vidange du massif. Une fois l'équilibre atteint entre l'eau et la phase gazeuse (air), la conductivité électrique se stabilise dans le joint (d_3) (**Fig.2.27, Fig. 2.29. et Fig. 2.30.**).

Lorsqu'une pression d'eau est maintenue dans le joint lors du drainage de l'aquifère, on enregistre une faible augmentation de la conductivité (4 à $5\mu\text{S.cm}^{-1}$) qui se stabilise ensuite rapidement (**Fig.2.27, Fig. 2.29. et Fig. 2.30.**). Dans ce cas, la quantité d'air introduite dans le joint par le drain est moindre, étant donné que le joint est maintenu dans un état de saturation en eau. L'équilibre du système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ est perturbé, mais dans des proportions moindres que dans le cas d'un bon drainage du joint.

Il apparaît donc que, lors d'un drainage de l'aquifère, l'état de saturation en eau de la discontinuité peu perméable conditionne l'évolution hydrochimique de l'eau qu'elle contient. Ces différents comportements observés *in situ* peuvent être replacés dans un contexte plus général, par exemple dans le cas d'un écoulement d'eau dans la zone non saturée d'un aquifère karstique ou encore dans la zone de battement de la zone saturée.

- Effet de la recharge de l'aquifère sur le comportement hydrochimique du joint

L'évolution hydrochimique du joint de stratification lors d'une recharge de l'aquifère est dépendante de la qualité de la phase de drainage qui précède (**Fig.2.29**). La recharge du joint intervient après quelques minutes suite à la mise en charge des drains (**Fig. 2.27., Fig.2.29., Fig.2.30., Fig.2.31.**). La pression augmente dans le joint à la suite de l'arrivée d'eau contenue dans le drain. Dans le cas d'un drainage quasi-complet (0.5 KPa pour d_2), le joint de stratification est rechargé par de la "nouvelle eau". Ainsi, on mesure une chute de conductivité dans le joint, l'eau du drain étant moins minéralisée. Cette chute de conductivité atteint la valeur minimale de $441\mu\text{S.cm}^{-1}$ correspondant à la conductivité mesurée dans le drain.

Lorsque la recharge de l'aquifère intervient, alors qu'une pression résiduelle a été maintenue dans le joint durant la phase de drainage (d_3), un pic de conductivité est enregistré avant une stabilisation de la conductivité. Comme décrit par *Cappa et al. (2005)*, l'augmentation de pression dans le drain, qui constitue la limite hydraulique du joint de stratification, induit un transfert de pression dans ce dernier. Ce transfert de pression provoque un effet de chasse dans le joint, qui expulse un mélange de différents faciès d'eau contenu dans la discontinuité. Ce mélange est constitué d'eaux à long temps de séjour et

d'eaux peu minéralisées, stockées dans différentes zones du plan de stratification. Le pic de conductivité mesuré est le résultat de l'effet de chasse dynamique induit par les fractures perméables de l'aquifère vers les discontinuités peu perméables (Fig.2.34.).

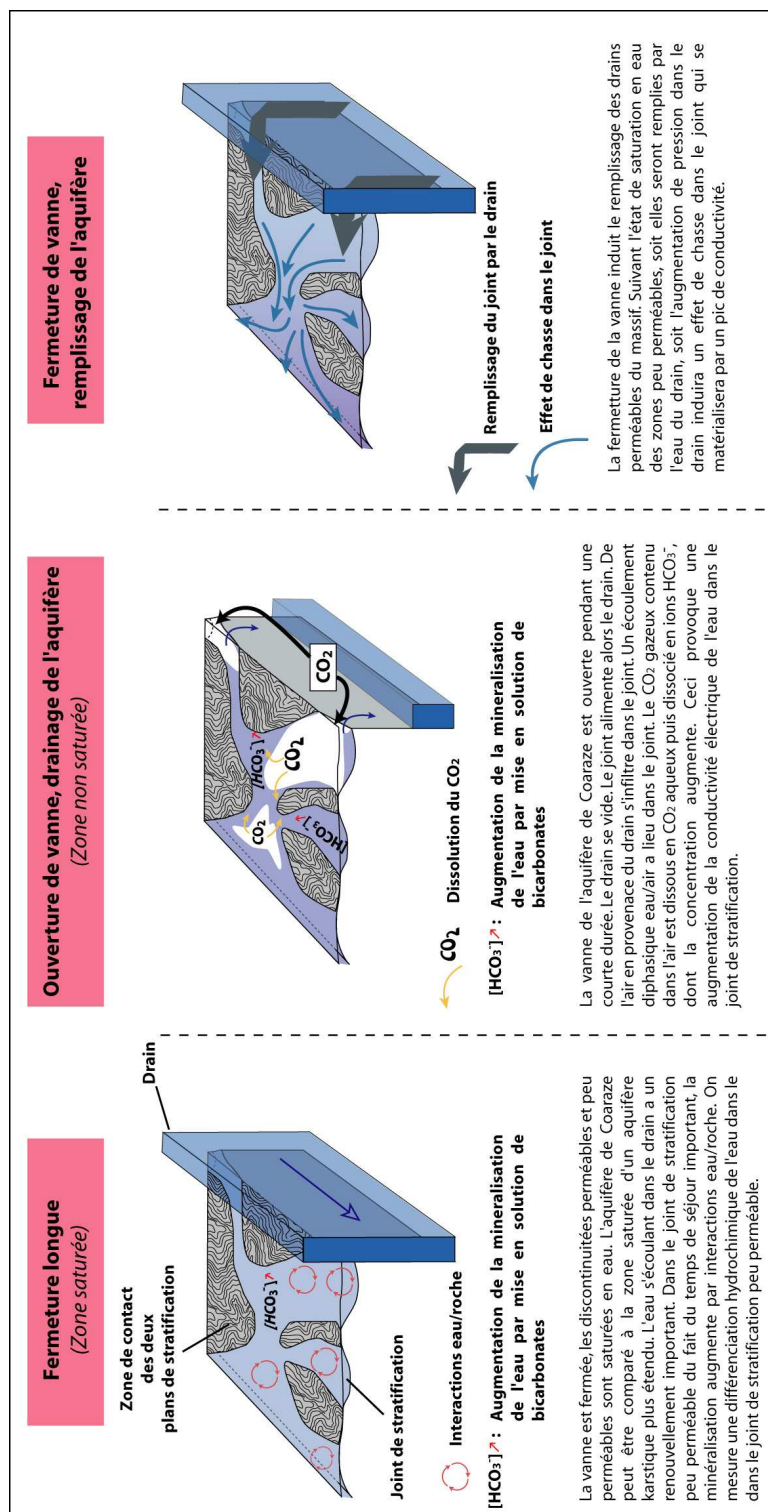


Fig. 2. 34. Modèle théorique d'évolution hydrochimique de l'eau du joint de stratification peu perméable, en fonction de l'état de saturation en eau de l'aquifère.

B. Comportement hydrochimique des fractures perméables (drains) ($5.7 \cdot 10^{-5} < K < 2.3 \cdot 10^{-4}$) :

Comme il a déjà été déduit des différents tests hydrauliques réalisés au niveau des aquifères fracturés, les drains ou fractures perméables ne jouent pas dans ce type d'aquifère un rôle de stockage de l'eau. Les expérimentations hydrochimiques révèlent une relative inertie de la signature chimique de ces zones perméables (**Fig.2.31. et Fig.2.33.**). Nous l'attribuons au renouvellement constant de l'eau dans ce type de discontinuités, du fait de leur perméabilité importante. Le suivi hydrochimique des drains nous renseigne cependant sur les interactions hydrauliques existant dans le couple *drain perméable/joint peu perméable*.

4.3.2 Validation et confirmation du modèle de double perméabilité par traçage hydrochimique

Les études qui se sont précédemment intéressées aux interactions entre les zones perméables et les zones peu perméables des aquifères fracturés et karstiques, ont montré deux rôles clés de ces deux entités d'écoulement (*Jeannin et Grasso, 1995; Jeannin, 1996; Guglielmi, 1999; Guglielmi et Mudry, 2001; Maloszewski et al., 2002; Lee et Krothe, 2003; Cappa et al., 2005*).

A Coaraze, l'eau contenue dans les discontinuités perméables est rapidement drainée, après 2 minutes d'ouverture de la vanne. Au contraire, les discontinuités peu perméables contiennent encore de l'eau pendant plusieurs minutes ou heures, suivant la perméabilité de la discontinuité. Pendant les phases de drainage, l'eau s'écoulant à la source est donc la somme de deux composantes : des eaux en provenance des discontinuités perméables, et des eaux en provenance des discontinuités peu perméables de l'aquifère (zones de stockage).

La **figure 2.26** montre que dans le joint de stratification, l'eau reste chimiquement à l'équilibre avec la roche tout au long des différentes expérimentations, alors que dans le drain, l'eau se différencie progressivement. L'eau circulant dans le drain s'éloigne progressivement de l'équilibre avec la matrice rocheuse durant les trois phases de vidange et de mise en charge de l'aquifère. Ceci indique un renouvellement plus important de l'eau contenue dans le drain comparé à l'eau contenue dans le joint.

La **figure 2.32.** montre qu'après une semaine de mise en charge de l'aquifère, l'eau contenue dans le drain et dans le joint de stratification montrent des faciès chimiques clairement différenciés. Cela signifie que pendant une semaine de mise en charge du massif, on observe

une différenciation hydrochimique de l'eau en fonction de la perméabilité de la zone où elle s'écoule. Après vingt minutes de drainage de l'aquifère, un seul faciès chimique est identifiable. Le drainage de 20 minutes, imposé par les expérimentations d_0 et d_I , vidange l'eau contenue dans les discontinuités peu perméables et l'on observe que l'eau s'écoulant dans les drains, suite à la recharge, est marquée par le faciès chimique des zones peu perméables. Les drains, après leur vidange, sont donc rechargés en partie par l'eau stockée dans les zones peu perméables de l'aquifère. Ceci vient confirmer le modèle hydraulique présenté précédemment (*cf. 2.2. Conséquences hydrauliques d'une structure à double perméabilité*).

D'autres données viennent confirmer et enrichir cette hypothèse. Le suivi de la conductivité dans le drain et dans le joint pendant les phases de recharge (**Fig. 2.31.**) montre tout d'abord que la réalimentation du joint de stratification est faite par l'eau circulant dans le drain. Ajouté à ceci, la valeur d'égale conductivité dans le joint et dans le drain décroît au cours des trois expérimentations : $P1 > P2 > P3$. Pendant les expérimentations d_1/f_1 , d_2/f_2 et d_3/f_3 , les durées de drainage de l'aquifère sont courtes. Pour f_I , il ressort des expérimentations hydrochimiques, en accord avec les tests hydrauliques précédents, qu'après 10 minutes de drainage de l'aquifère, seule l'eau contenue dans les zones perméables du massif a été évacuée (**Fig. 2.26B**). Lors de la fermeture de vanne qui va suivre, le remplissage des drains se fait avec de l'eau en provenance du Jurassique et de l'eau stockée dans les zones peu perméables de l'aquifère. Les conductivités mesurées lors des fermetures de vanne dans le drain et dans le joint ont un comportement inverse. La conductivité électrique chute dans le joint, tandis qu'elle augmente dans le drain. La conductivité électrique de l'eau contenue dans les deux discontinuités se stabilise à la même valeur 5 minutes après le début de la recharge de l'aquifère (**Fig. 2.31.**). La valeur de ce point de stabilisation de la conductivité diminue au cours des trois expérimentations successives d_1/f_1 , d_2/f_2 et d_3/f_3 (**Fig. 2.31.**). La durée des phases de drainage est multipliée par deux à chaque expérimentation, au delà de 10 minutes de drainage, l'eau des zones peu perméables est mobilisée. Le volume d'eau stocké dans les zones peu perméables diminue donc au cours des différentes phases de vidange et de remplissage de l'aquifère, ces dernières n'étant pas assez longues pour recharger correctement l'ensemble du réseau de discontinuités peu perméables. Ceci se traduit par une variation du faciès chimique de l'eau qui s'écoule dans les zones perméables (**Fig. 2.26 et Fig. 2.32.**). La conductivité électrique de l'eau diminue dans les drains, du fait d'une participation moins importante de l'eau des zones peu perméables à leur recharge (**Fig. 2.31.**), ce qui entraîne une

diminution de la valeur du point de stabilisation de la conductivité électrique au cours des différentes expérimentations (**Fig. 2.31.**).

En résumé, les trois vidanges et mises en charge successives réalisées sur l'aquifère de Coaraze induisent une vidange progressive de l'eau stockée dans les zones peu perméables. Ceci est visible à partir du suivi de la conductivité de l'eau du drain (**Fig. 2.31.**) et de ces indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite (**Fig. 2.26.**). Au fil des expérimentations, l'eau drainée par les fractures perméables s'éloigne de plus en plus de l'équilibre avec la matrice rocheuse. Cette tendance marque une participation moins importante des discontinuités peu perméables à l'alimentation du réseau de drains perméables. Les mises en charges f_1 , f_2 et f_3 ne sont pas assez longues pour renouveler l'eau des joints et pour qu'elles retrouvent leur faciès chimique initial. La dernière fermeture f_3 montre qu'à partir de 16 minutes de fermeture, les processus d'interaction eau/roche reprennent, et induisent une augmentation de conductivité (**Fig. 2.31.**). Cette augmentation de minéralisation est l'amorce du retour à un faciès chimique d'eau à long temps de séjour contenue dans les discontinuités peu perméables, comme celui mesuré après une semaine de fermeture (**Fig. 2.32.**). Dans ces conditions hydrodynamiques de type saturé, les échanges entre la matrice peu perméable et les drains perméables sont réduits. On assiste à une différenciation hydrochimique de l'eau contenue dans les zones peu perméables, alors que l'eau drainée par le réseau de fractures perméables montre très peu de variations hydrochimiques (**Fig. 2.34.**).

4.3.3 Conséquences sur le fonctionnement d'un aquifère à double perméabilité

Ces expérimentations ont montré le rôle majeur du degré de saturation en eau des différents compartiments de l'aquifère sur le comportement hydraulique (*Jeannin et Grasso, 1995*) et hydrochimique de ces derniers. Pendant les périodes de hautes eaux ou dans la zone saturée des aquifères karstiques, l'eau est stockée dans les réseaux de discontinuités peu perméables. Une différenciation de ces eaux intervient par interaction eau/roche du fait de l'augmentation du temps de séjour. Au contraire, l'eau circulant dans le réseau de failles perméables est constamment renouvelée, son évolution chimique est donc limitée.

Si la période de hautes eaux est interrompue par une courte période d'étiage, l'eau présente dans les discontinuités perméables est rapidement drainée. Cette vidange n'atteint pas immédiatement les zones peu perméables, qui vont alimenter le réseau de discontinuités

perméables. L'eau en circulation dans les drains va donc adopter un faciès chimique se rapprochant du faciès caractéristique des zones peu perméables. A la prochaine mise en charge de l'aquifère, l'augmentation de pression dans les discontinuités perméables, ne va affecter que partiellement l'eau présente dans les zones peu perméables par un transfert de pression qui va se matérialiser chimiquement par un pic de concentration, conséquence d'un effet de chasse dans les discontinuités peu perméables.

Pendant une période d'étiage sévère, une vidange des zones de stockage peu perméables va intervenir. Cette vidange ne sera jamais complète, un film d'eau persistera le long des plans de la discontinuité ou dans des zones de tortuosité importante formées par la rugosité des plans de la discontinuité. Ainsi, une certaine quantité d'eau reste stockée dans la zone non saturée de l'aquifère mais dans des proportions moindres, que dans la zone saturée. L'écoulement diphasique eau/air qui a lieu dans ce type de milieu va améliorer les interactions eau/roche par apport de CO₂. Il en résulte une augmentation de la minéralisation de l'eau présente dans les compartiments peu perméables de l'aquifère. Cette augmentation de la minéralisation intervient à une échelle de temps courte, pendant les quelques minutes qui suivent la vidange de la discontinuité. Elle est limitée dans le temps, comparée à celle qui peut intervenir dans la zone saturée durant une plage temporelle comparable.

La phase de recharge de l'aquifère qui va suivre va recharger les zones peu perméables. Dans le cas d'un aquifère réduit comme celui de Coaraze ou d'un compartiment d'un aquifère plus large, il apparaît qu'une partie de l'eau circulant dans les zones perméable est alimentée par les zones peu perméables et ce, même durant les phases de recharge. Cette proportion d'eau en provenance des zones peu perméables est dépendante de la durée de la ou les périodes d'étiage qui ont précédé. Il en résulte que, plus les périodes d'étiage seront prolongées, moins l'eau des zones peu perméables participera à l'alimentation des zones perméables et plus leurs faciès chimiques seront différents.

5 Conclusion

Cette première phase de travail d'étude des couplages hydrochimiques à l'échelle d'un groupe de fractures démontre tout d'abord, l'extrême complexité des aquifères fracturés. Nous nous sommes intéressés, tour à tour, au comportement hydraulique, hydromécanique et hydrochimique d'un groupe de fractures de perméabilités différentes. L'étude hydrochimique a d'abord nécessité la compréhension du comportement hydrochimique de l'aquifère de Coaraze dans son ensemble, ce type d'étude n'ayant jamais été entrepris sur ce site, avant de focaliser notre attention sur un groupe de fractures.

Les différents processus cités sont dépendants de la perméabilité de la discontinuité dans laquelle ils ont lieu. Les zones de perméabilités différentes au sein d'un aquifère constituent donc, en terme de déroulement de ces processus, des entités bien séparées. Cependant, des ponts existent entre ces différentes zones, qui sont fortement interconnectées, et les échanges sont permanents. Les modalités de ces échanges apparaissent très complexes à partir d'un nombre de discontinuités limitées. Qu'en est il lorsque l'on considère l'aquifère karstique dans sa totalité ?

L'un des résultats important est la mise en évidence à l'échelle même de la discontinuité de la variabilité extrême des milieux fracturés, tant en termes d'hydraulique que d'hydrochimie. Deux discontinuités distantes de quelques mètres peuvent afficher des pressions significativement différentes en fonction de la contrainte mécanique qui s'applique, le facteur déterminant étant la perméabilité de la discontinuité (**Fig. 2.35.**). De la même façon, le signal hydrochimique émis par une discontinuité vers l'aquifère est dépendant de la perméabilité de cette dernière (**Fig. 2.35.**). Par conséquent, deux discontinuités très rapprochées dans l'espace peuvent avoir un faciès chimique significativement différent.

Encore une fois, nous montrons que l'hétérogénéité structurale des aquifères fracturés, et plus particulièrement des aquifères karstiques, induit une hétérogénéité globale de l'aquifère, tant au niveau de son comportement hydraulique, mécanique ou encore hydrochimique.

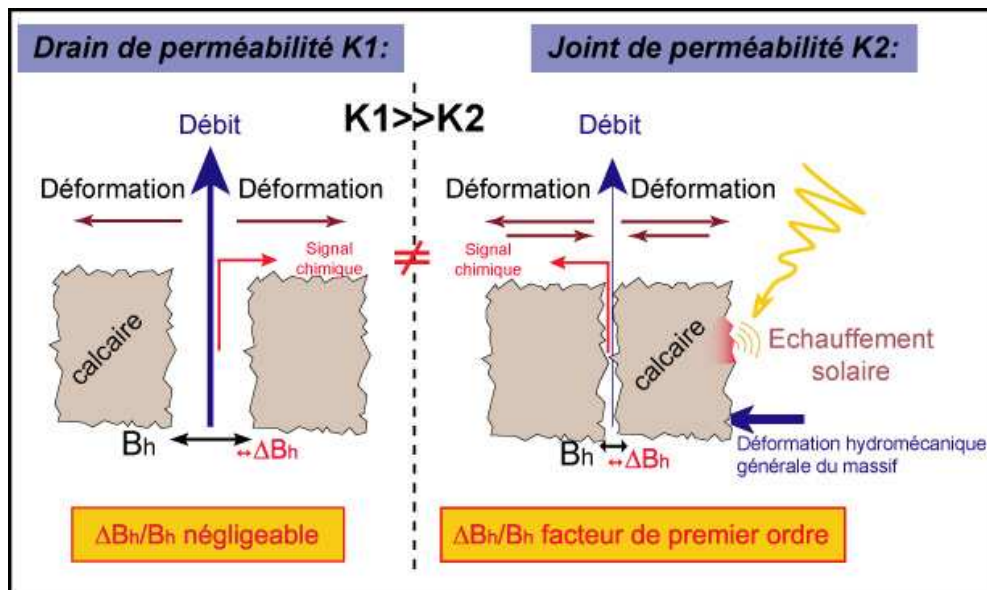


Fig. 2. 35. Synthèse des interactions entre les processus hydrauliques, mécaniques et hydrochimiques, à l'échelle de deux fractures de perméabilités différentes.

Les résultats des expérimentations menées sur le site de Coaraze ont montré l'impact des phénomènes mécaniques sur le comportement hydraulique des discontinuités peu perméables. L'étude hydrochimique à l'échelle d'un groupe de fractures a démontré la dépendance du signal chimique en fonction de la discontinuité considérée. Se pose alors la question de l'influence de la déformation d'une discontinuité sur sa signature hydrochimique. En effet, si une déformation induit une variation de perméabilité de l'aquifère cette déformation devrait se répercuter en terme d'hydrochimie (**Fig.2.36.**). De tels processus n'ont pu être mis en évidence au cours des expérimentations décrites dans ce chapitre. En effet, les discontinuités choisies sont trop perméables. Les discontinuités moins perméables qui auraient pu convenir pour de telles expérimentations ne fournissent pas un débit d'eau assez important pour entreprendre une campagne hydrochimique. Cependant, à l'avenir, une investigation hydrochimique, réalisée avec différents niveaux piézométriques stabilisés pourrait être une piste de travail, la déformation étant variable en fonction de la charge de l'aquifère.

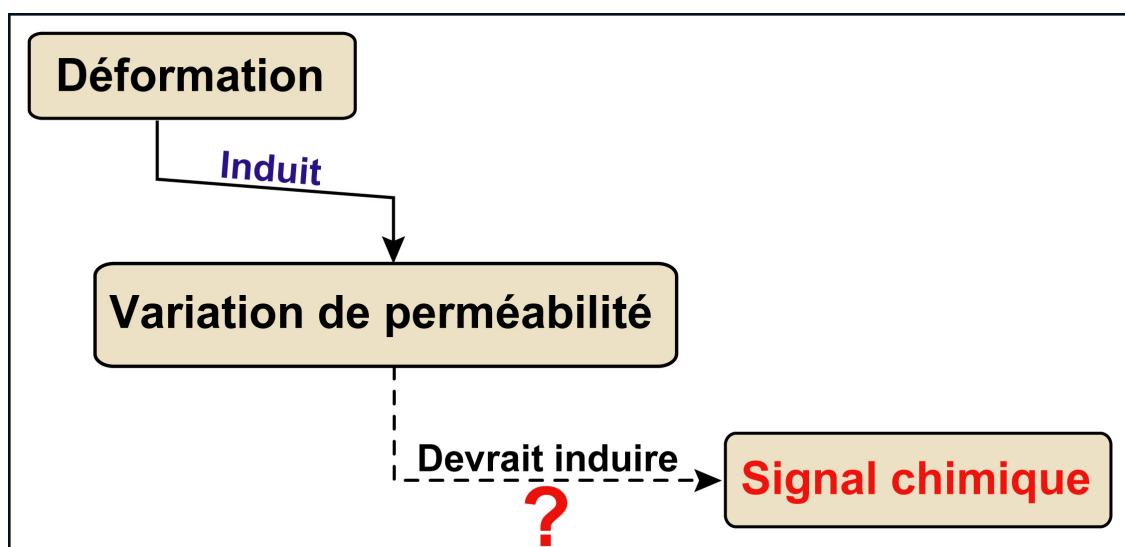


Fig. 2. 36. Détection possible des déformations d'un aquifère par l'outil hydrochimique.

Le comportement hydraulique, hydromécanique et hydrochimique des discontinuités appartenant au champ de perméabilité inférieur des aquifères karstiques (de 10^{-8} à 10^{-5} m.s^{-1}) (**Fig.1.15.**) a été bien contraint au cours de cette première phase de travail (**Fig. 1.15 et Fig. 2.35.**). La seconde partie de cette étude va s'intéresser à une gamme de perméabilité plus large, avec des perméabilité maximale pouvant atteindre 10^{-2} m.s^{-1} (**Fig.1.15.**) qui caractérisent le champ de perméabilité supérieur des aquifères karstiques. L'objectif est d'améliorer la compréhension des interactions qui existent entre les compartiments étudiés à Coaraze et les compartiments plus perméables présents dans les aquifères karstiques plus étendus. Pour ce faire, le site d'étude choisi est l'aquifère de Fourbanne dans la vallée du Doubs (25).

Chapitre 3 : Travail à l'échelle de l'aquifère karstique

Aquifère de la source de Fourbanne

L'aquifère drainé par la source de Fourbanne n'a jusqu'à maintenant été le sujet d'aucune étude hydrogéologique poussée. Cependant, il a été l'objet de nombreuses investigations spéléologiques de la part du GSCB (Groupe Spéléologique de Clerval Baume-Les-Dames). La structure du réseau karstique est donc bien connue. Les connaissances et les aménagements mis en place par les spéléologues ont permis une instrumentation stratégique et originale de l'aquifère. Le dispositif de mesure permet un suivi des volumes d'eau depuis leur infiltration en surface, jusqu'à la source avec des mesures au cœur du massif à proximité de la limite zone saturée/zone non saturée.

Les investigations réalisées sur le site de Fourbanne ont débuté par une étude approfondie de la structure géologique de l'aquifère et de ses limites. Les fonctionnements hydrauliques et hydrochimiques ont été déduits de l'étude de deux épisodes pluvieux.

De la même manière qu'à l'échelle d'un groupe de fractures, nous allons montrer que le signal chimique d'une source drainant un aquifère kilométrique, cette fois, permet de dresser un schéma du comportement hydraulique de l'aquifère et des interactions entre les zones les plus perméables et les zones moins perméables de l'aquifère. Enfin, ce chapitre va servir d'introduction et de base de travail à la dernière partie de ce mémoire qui répondra aux questions suivantes : un couplage hydromécanique peut-il être mesuré à l'échelle d'un aquifère dans sa globalité ? L'hydrochimie est-elle un outil avec une résolution suffisante pour le détecter ?

1. Présentation de la source de Fourbanne

1.1 Contexte géographique

Le village de Fourbanne se situe au Nord Ouest du département du Doubs en rive droite de la rivière du même nom, à 23 km en amont de Besançon et 5 km en aval de Baume-Les-Dames (**Fig. 3.1.**). La source de Fourbanne émerge à une altitude de 262 mètres, sur un terrain privé, dans la plaine alluviale du Doubs (Riv.). Une distance de 120 mètres sépare la source de la rivière. Cette émergence karstique fut exploitée jusqu'au début de la seconde guerre mondiale pour fournir la force motrice à un moulin à grain. La source donne naissance à un petit ruisseau qui se jette dans le Doubs (Riv.), à quelques centaines de mètres de l'émergence. Dans ce secteur, la vallée du Doubs est relativement encaissée, notamment en rive gauche, avec une crête qui culmine à 588 mètres (**Fig. 3.2.**). La rive droite est affectée par un rebond topographique moins élevé, d'un dénivelé d'une centaine de mètres.

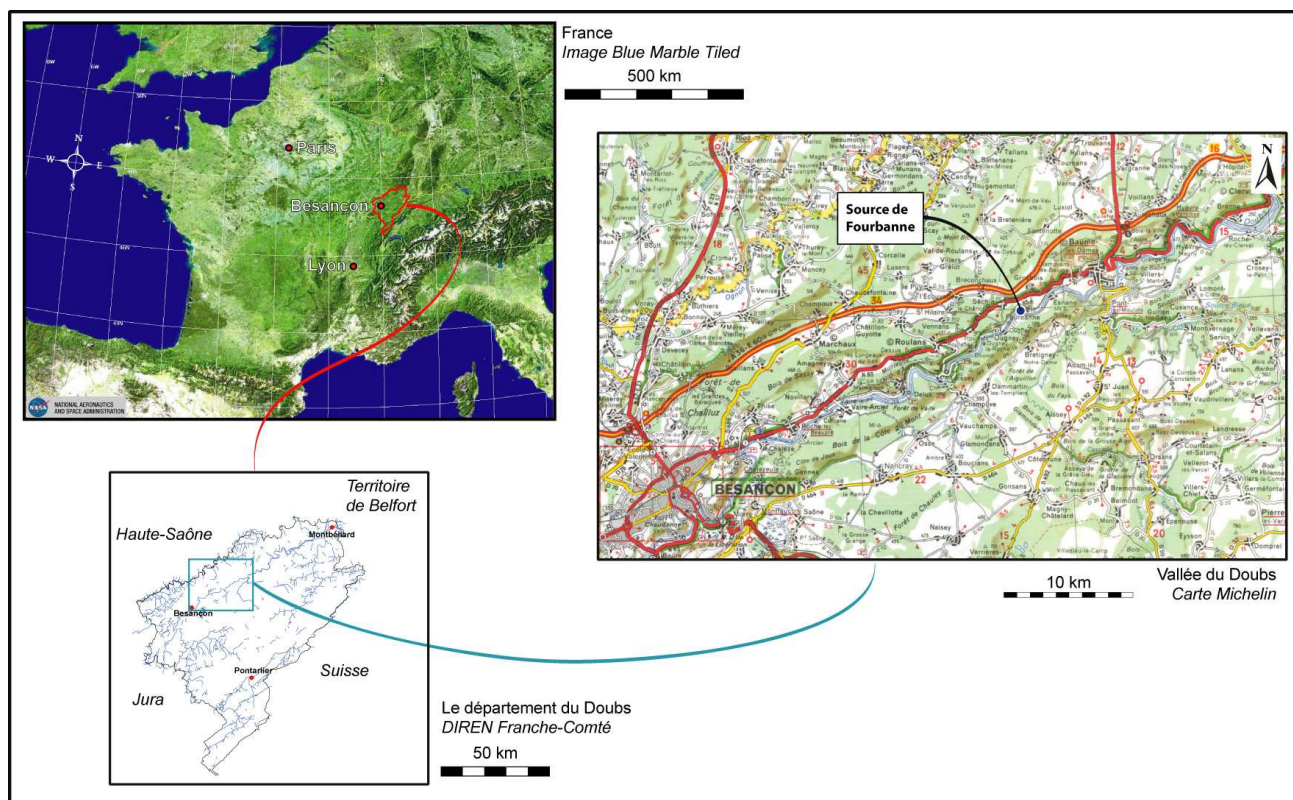


Fig. 3. 1. Localisation de la Source de Fourbanne

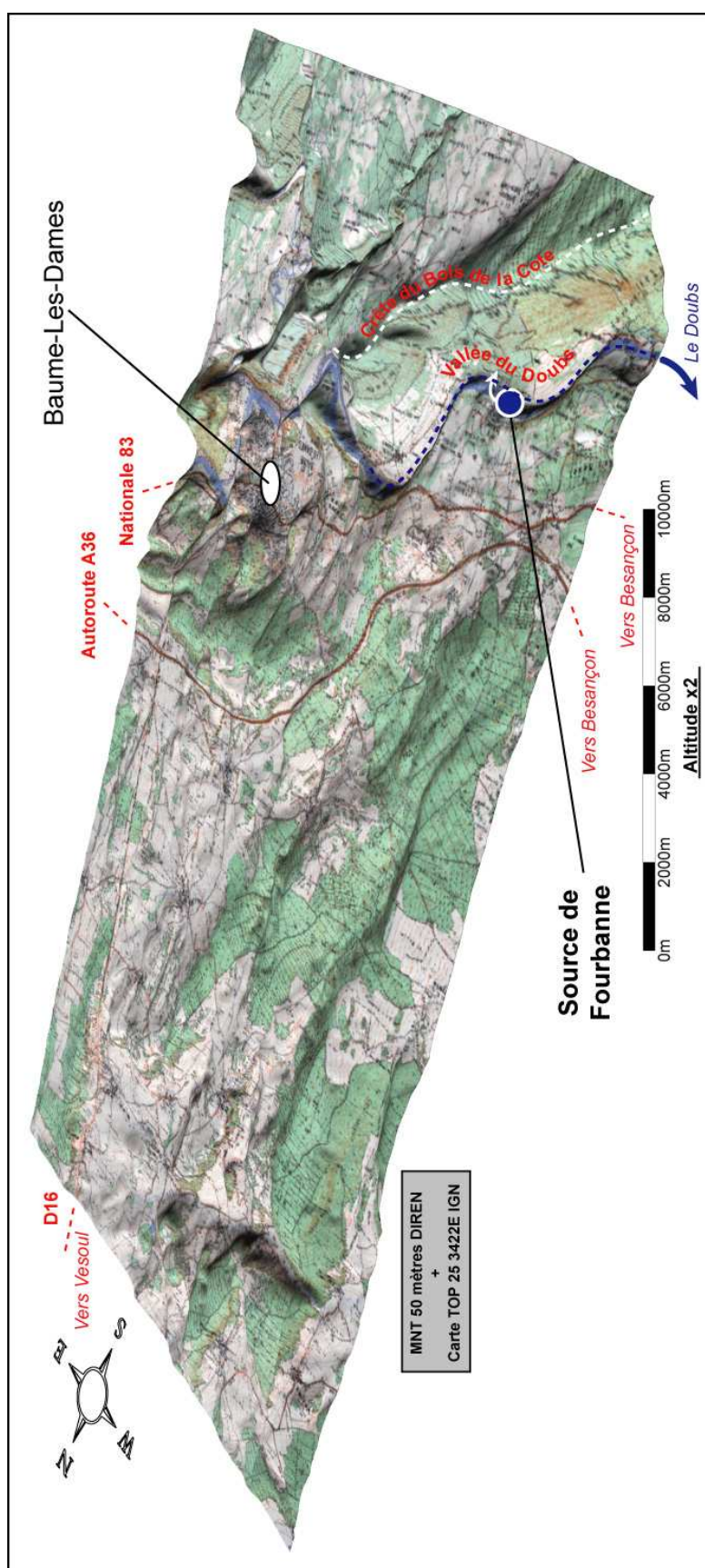


Fig. 3. 2. Vue en perspective de la vallée du Doubs à la hauteur du village de Fourbanne

1.2 Contexte Géologique

1.2.1. Contexte géologique régional

A. Aspects structuraux

Le Jura s'étend en un arc montagneux à convexité tournée vers le NW qui s'étend de la Forêt Noire aux Alpes (*Chauve, 1975*) (**Fig. 3.3.**). Ce massif constitue la zone frontale de la partie ouest de l'arc Alpin (*Sommaruga, 1999*) (**Fig. 3.3.**). On y distingue plusieurs types de formations :

- Un socle ancien qui a subi l'orogénèse hercynienne, reconnu par forage et qui affleure au niveau du massif de la Serre (*Coromina et Fabbri, 2004*) ainsi qu'au sud des Vosges.
- Des séries marines d'âge secondaire, qui constituent la majeure partie des terrains affleurant dans le massif du Jura. La couverture mésozoïque atteint une épaisseur de 1,5 km au Nord du massif, 2 km au centre et 3 km au sud (*Sommaruga, 1999; Becker, 2000*).
- Des dépôts continentaux d'âge tertiaire sur les bordures du massif.
- Des formations superficielles d'âge tertiaire et quaternaire.

Le massif jurassien est délimité par différents bassins sédimentaires d'âge tertiaire : le fossé rhénan au nord, le fossé bressan au sud-ouest et le bassin molassique suisse à l'est.

D'un point de vue structural le massif du Jura peut être divisé en trois domaines, caractérisés par différents styles tectoniques. Ces trois domaines sont, de l'est vers l'ouest :

- **Le Jura interne**, constitué d'un réseau de plis bien développés à grande longueur d'onde. Cette partie du Jura est classiquement appelée Haute-Chaîne (**Fig. 3.3**). Du

nord vers le sud, les axes de ces plis pivotent de 90° vers l'ouest. Ces derniers étant orientés selon une direction est-ouest dans la partie Nord du massif et orientés selon une direction nord-sud dans la partie méridionale du Jura (*Sommaruga, 1999*).

- **Le Jura externe**, constitué de zones tabulaires, dénommées "plateaux", séparées par des zones d'accidents appelées "faisceaux". Les faisceaux sont des zones fortement plissées et faillées, qui marquent les changements d'altitude entre les différents plateaux (**Fig. 3.3.**). Les faisceaux ont une extension géographique limitée à quelques kilomètres en largeur, alors que leur extension géographique longitudinale atteint plusieurs dizaines de kilomètres. On distingue entre autres, les plateaux d'Ornans, Levier et Champagnole ainsi que les faisceaux bisontin, lédonien et salinois (**Fig. 3.3.**).
- **Les zones préjurassiennes** constituent des secteurs tabulaires ou sub-tabulaires. Leurs caractéristiques varient du nord au sud du Jura. On distingue la région de Ferrette, les plateaux de Haute-Saône, les Avant-Monts et l'île Crémieux (**Fig. 3.3.**) qui comportent chacun des caractéristiques structurales particulières (*Sommaruga, 1999*).

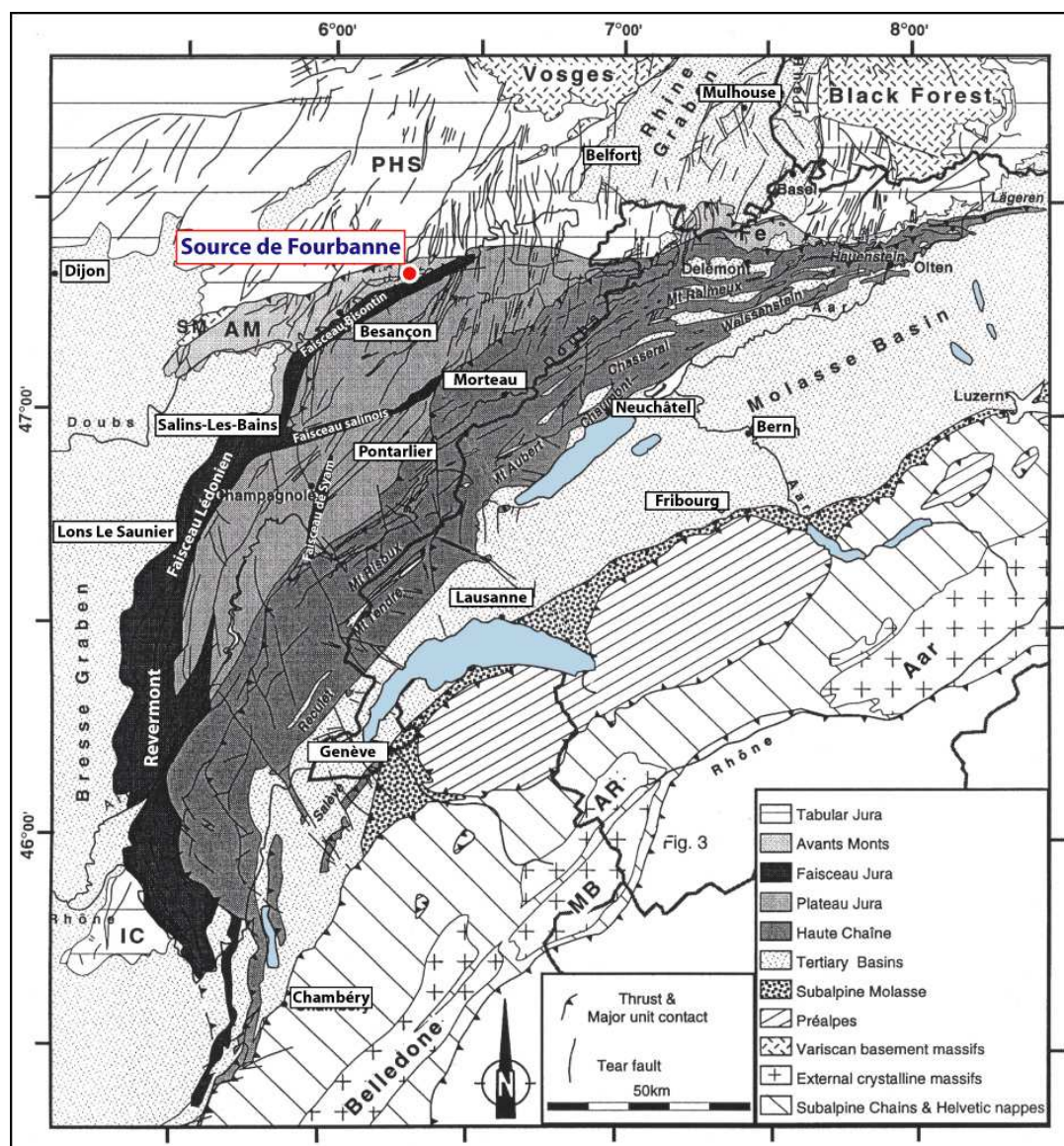


Fig. 3. 3. Schéma tectonique du massif du Jura montrant les principales unités tectoniques, ainsi que sa position par rapport aux grands ensembles géologiques voisins. (PHS : Plateau de Haute-Saône; IC : Ile Crémieu; AM : Avant-Monts; Fe : Ferrette; AR : Aiguilles Rouges; MB : Mont Blanc) (d'après Sommaruga, 1999)

B. Aspects stratigraphiques

Le massif du Jura est l'ensemble géologique de référence pour le système qui porte son nom (Chauve, 1975). L'ensemble des terrains mésozoïques de la chaîne jurassienne est donc très bien décrit. La colonne stratigraphique présentée figure 3.4A. présente de manière synthétique les principales formations sédimentaires présentes dans le massif jurassien. Les

variations de faciès ne sont pas représentées sur cette figure bien que l'on observe un épaissement des séries marneuses de l'est vers l'ouest.

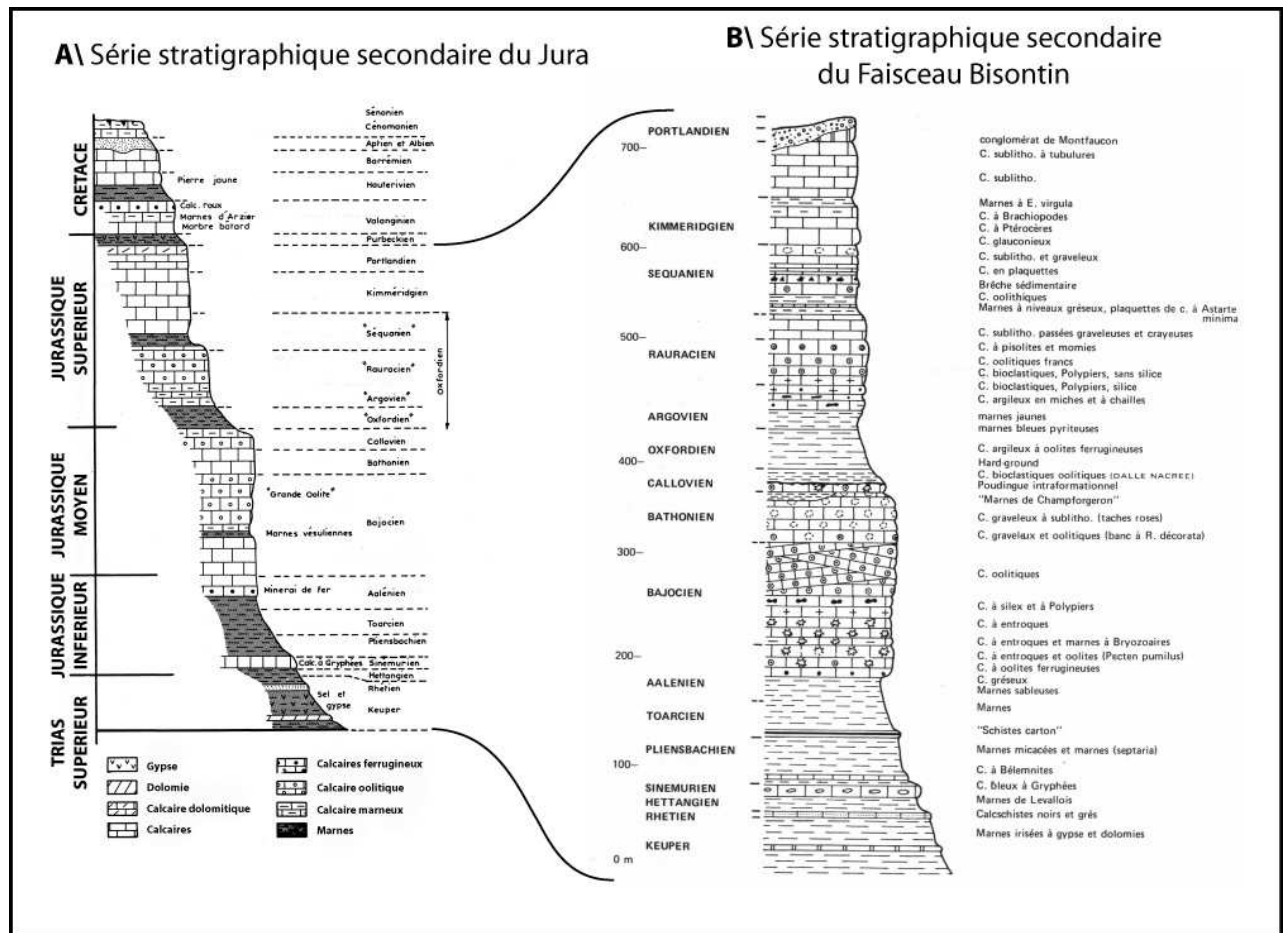


Fig. 3. 4. (A) Colonne stratigraphie du massif du jura (B) Colonne stratigraphique du Faisceau Bisontin (d'après Chauve, 1975)

La base de la série stratigraphique est représentée par les terrains du Trias supérieur. Le faciès de ces terrains est de type germanique et se rencontre principalement sur la bordure externe de l'arc jurassien. Les terrains ont une origine évaporitique et sont principalement constitués de marnes à gypse et niveaux salifères (Fig. 3.4A.).

Le Jurassique inférieur est représenté par un ensemble à dominance marneuse, qui débute par les niveaux de calcaire à gryphées du Sinémurien et se termine par le niveau repère de calcaires ferrugineux de l'Aalénien (Fig. 3.4A.).

La sédimentation de type calcaire s'installe au Jurassique moyen et va se poursuivre pendant toute la durée du Jurassique. On peut y distinguer trois épisodes marneux bien visibles dans la topographie jurassienne et qui jouent un rôle important en terme d'hydrogéologie (Fig.

3.4A.). Ces trois niveaux marneux sont les marnes vésuliennes du Bajocien, les marnes oxfordiennes situées à la base du Jurassique Supérieur et les marnes séquaniennes du Jurassique Supérieur.

Le Jurassique se termine par le faciès du Purbeckien qui marque un épisode d'émersion du massif jurassien.

Le Crétacé se caractérise par un retour de la sédimentation de type marine, avec des niveaux marneux et calcaires. Les niveaux du Crétacé sont bien développés dans la Haute Chaîne jurassienne. Au contraire, la bordure ouest du massif jurassien présente peu d'affleurements d'âge crétacé, et leur présence n'est le plus souvent qu'anecdotique.

1.2.2. Contexte géologique local

A. Position structurale

La source de Fourbanne se situe à l'intersection de trois domaines structuraux, qui sont le faisceau bisontin, le plateau d'Ornans et les Avant-Monts (**Fig. 3.5.**). La vallée du Doubs se situe au cœur du prolongement nord-est du faisceau bisontin, qui sépare le plateau d'Ornans de la zone des Avants Monts. Le faisceau bisontin est une zone plissée et faillée d'une largeur d'environ 5 km. Entre Besançon et Baume-Les-Dames, à la hauteur de la source de Fourbanne, le faisceau bisontin est réduit en une zone très étroite et très tectonisée, où de nombreuses écaïlles et répétitions de série ont été observées (*Dreyfuss et Théobald, 1972*). C'est cet accident qui structure le relief situé en rive gauche de la vallée du Doubs immédiatement au sud-est de la source de Fourbanne (**Fig.3.2. et Fig. 3.5.**).

La zone des Avant-Monts située au nord de vallée du Doubs, en amont de la source de Fourbanne, montre une structure géologique beaucoup moins tourmentée. Elle correspond à une structure tabulaire découpée par un réseau de failles méridiennes qui induisent une structure en système de horsts et grabens (**Fig. 3.5.**). Ce découpage nord-sud des structures est caractéristique de la partie sud-est des plateaux de Haute-Saône (**Fig. 3.3.**). La zone des Avant-Monts constitue donc une zone de transition structurale entre la zone externe jurassienne et la zone des plateaux de Haute-Saône. On passe d'une structure en plateau découpée par des faisceaux d'orientation SW-NE à une structure tabulaire ou sub-tabulaire découpée par des failles méridiennes (**Fig. 3.5.**). Cette orientation nord-sud des structures

tectoniques, se fait de manière progressive, elle est déjà observable dans la partie nord de la zone externe. En effet, au sud de la vallée du Doubs, les accidents (prolongement de l'accident de Pontarlier et Mamirolle) qui découpent le plateau d'Ornans voient leur orientation initiale NE-SW, s'infléchir selon la direction nord-sud, avant de venir buter contre le Faisceau Bisontin.

Les unités structurales qui viennent d'être décrites s'organisent de la manière suivante : la zone des Avant-Monts est chevauchante sur la zone des plateaux de Haute-Saône, par l'intermédiaire de la faille de l'Ognon et la zone externe du massif jurassien chevauche les Avant-Monts au niveau du faisceau bisontin. La source de Fourbanne se situe donc entre deux accidents tectoniques majeurs de la bordure ouest du Jura.

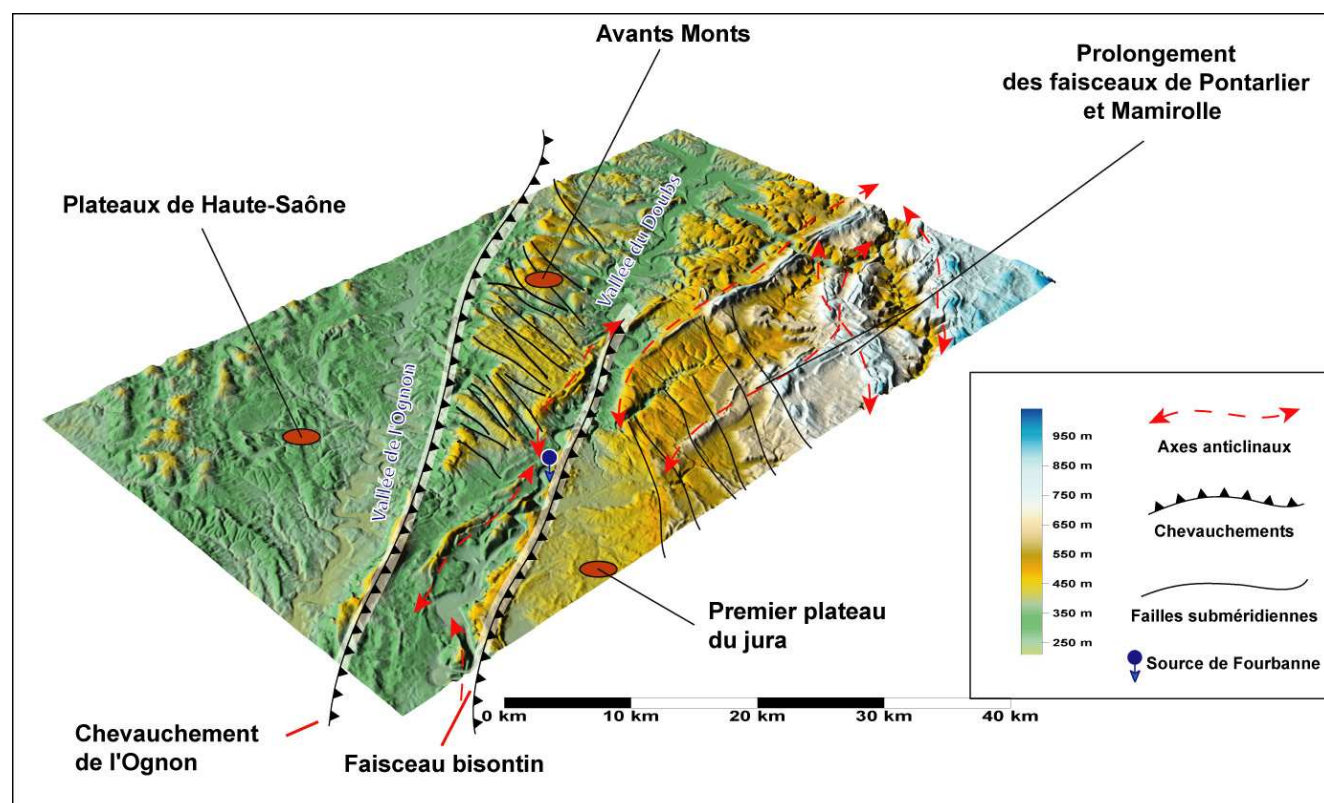


Fig. 3. 5. Schéma structural synthétique de la bordure nord-ouest du massif du Jura

B. Stratigraphie

La source de Fourbanne se situe sur la bordure ouest du massif jurassien dans le prolongement du faisceau bisontin. La série stratigraphique de ce secteur géographique présente quelques différences avec la série stratigraphique générale du massif du Jura (**Fig.**

3.4A.). La **figure 3.4B.** présente les terrains présents dans cette zone avec les différents faciès caractéristiques de la région.

Les principales différences de faciès sont l'absence des marnes vésuliennes et des terrains d'âge crétacé. L'ensemble de la série a une épaisseur totale de 700 mètres. Elle se termine par des dépôts conglomératiques oligocènes discordants, qui ont sédimenté après une phase d'érosion des terrains sous-jacents.

1.3 *Le bassin versant de la source de Fourbanne*

La source karstique de Fourbanne est une émergence de type vauclusien (ou artésien). L'exutoire se présente sous forme d'une vasque circulaire d'environ 20 mètres de diamètre et de 9 mètres de profondeur. La vasque est alimentée à sa base par un conduit karstique en interstrate de 3 à 4 mètres de large sur 1 à 1,5 mètres de hauteur. L'exploration sub-aquatique de ce conduit a débuté en 1971 (*Frachon et Petrequin, 1971*) et se poursuit encore aujourd'hui. La progression actuelle a permis de parcourir une distance de 500 mètres à partir du point d'entrée (**Fig.3.6.**).

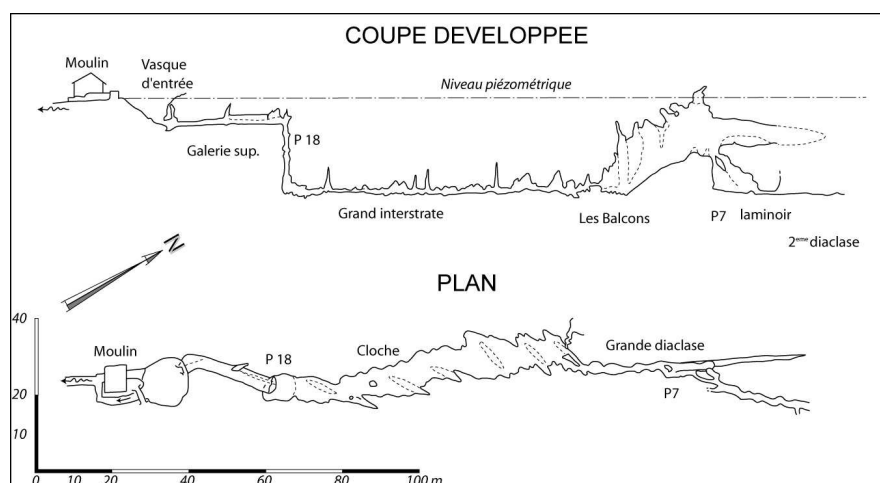


Fig. 3. 6. Profil topographique en coupe et en plan du conduit karstique alimentant la source de Fourbanne

Cette exploration révèle la présence d'un siphon entièrement noyé atteignant une profondeur maximale de 25 mètres (Groupe Spéléologique du Doubs) et se prolongeant sur l'ensemble de la zone explorée. Il apparaît donc qu'à proximité de la source, le drainage se fait sous la côte d'altitude de l'exutoire. Cependant, plus en amont dans le bassin versant, cette source apparaît

comme étant une source de type jurassien, avec un système de drainage en position haute, localisé dans la zone non-saturée.

La source émerge des calcaires du Jurassique moyen à l'interface entre le remplissage sédimentaire de la plaine alluviale du Doubs et les calcaires du Bajocien supérieur (faciès Grande Oolithe). Plus en amont dans le bassin versant, le réseau karstique mis à jour par les spéléologues (Grotte d'En Versenne), s'est développé dans les calcaires du Jurassique Moyen, les terrains du Lias constituant la limite inférieure de l'aquifère. Le réseau souterrain exploré présente un développement de 9 Km et un dénivelé de 73 m (**Fig. 3.7.**). C'est un réseau actif, parcouru par un cours d'eau souterrain, alimenté par un certain nombre de pertes présentes à l'amont du bassin versant (**Fig. 3.7.**).

A. Délimitation du bassin versant de la source de Fourbanne

Un certain nombre de traçages artificiels, réalisés par le G.S.C.B., la DIREN de Franche-Comté et le bureau d'étude Sciences Environnement ont permis une première appréhension des limites du bassin versant de la source de Fourbanne. Les points d'injection des traceurs utilisés correspondent aux pertes et gouffres principaux présents en amont de la source de Fourbanne (**Fig. 3.8.**).

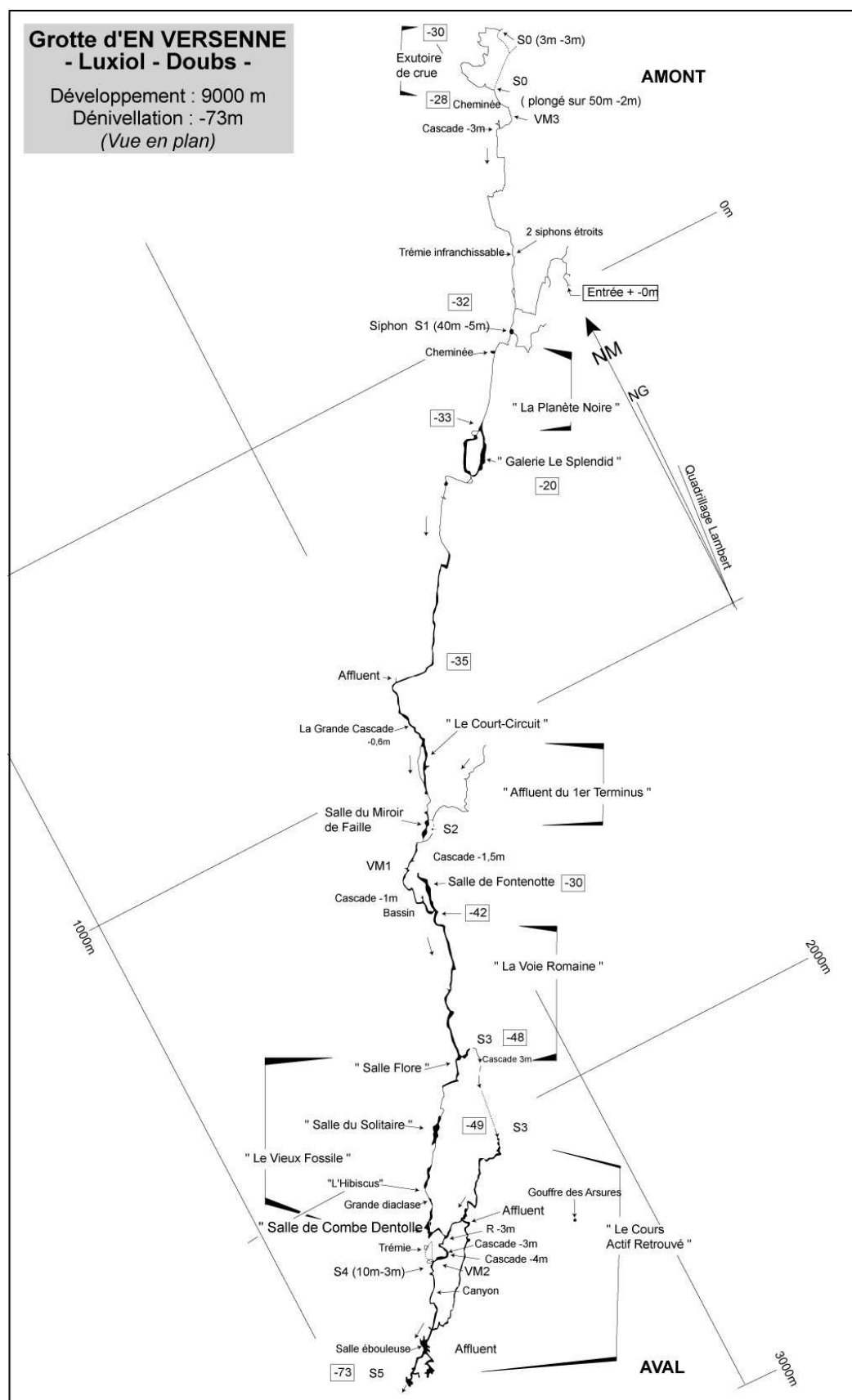


Fig. 3. 7. Profil topographique en plan du réseau karstique en Amont de Fourbanne (Grotte d'En Versenne)

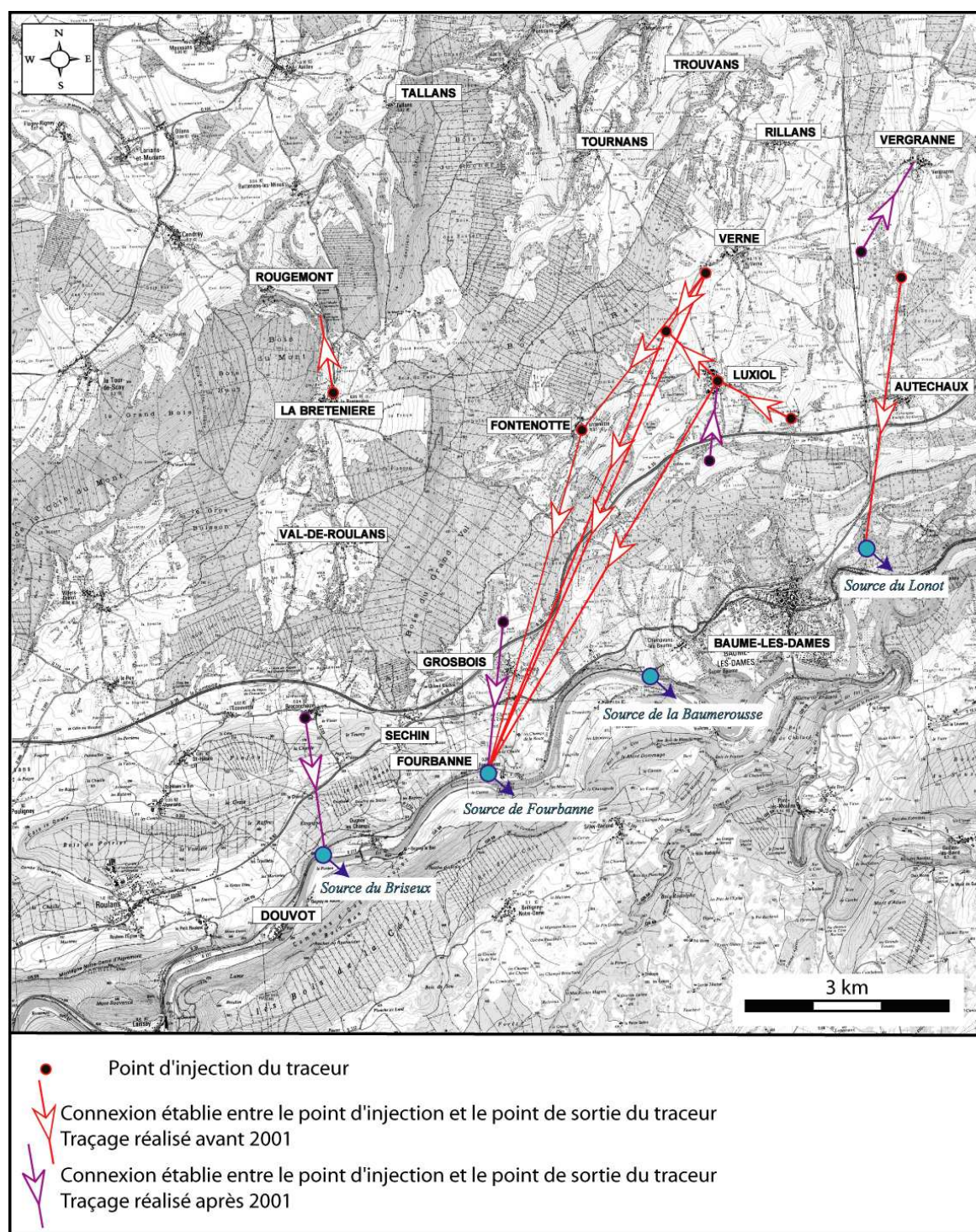


Fig. 3. 8. Principales connexions hydrogéologiques mises en évidence par traçage artificiel en amont de la source de Fourbanne.

Les investigations géologiques de terrain réalisées durant cette étude se sont appuyées sur les données fournies par la carte géologique couplées à une étude des photos aériennes et du modèle numérique de terrain de la zone étudiée. Cet ensemble de données a ainsi permis de préciser les limites du bassin versant hydrogéologique de la source de Fourbanne présenté

figure 3.9. Cette figure présente la carte hydrogéologique de la zone géographique située entre le Doubs (au sud) et l'Ognon (au nord), comprenant le bassin versant de la source de Fourbanne. Les terrains perméables et imperméables y sont représentés, ainsi que l'Aalénien qui marque la limite entre le Jurassique inférieur, globalement imperméable, et le Jurassique Moyen perméable. Il s'agit donc d'une carte interprétative simplifiée de la géologie du bassin versant de la source de Fourbanne. Un certain nombre de coupes géologiques a été réalisé de manière à caractériser la structure géologique de l'aquifère (**Fig.3.10.**). L'emplacement des différentes coupes est représenté **figure 3.9.**

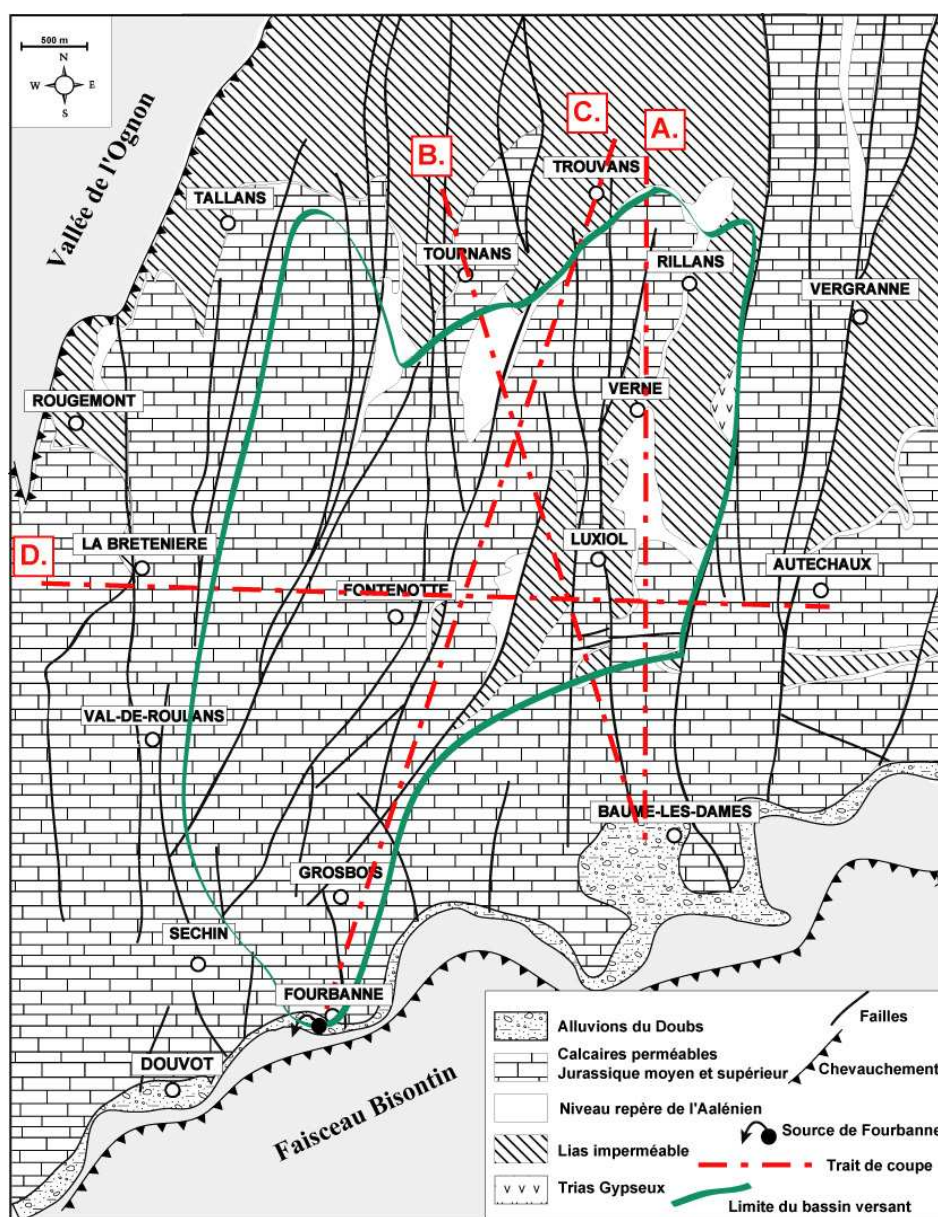


Fig. 3. 9 Carte hydrogéologique d'une partie des Avants-Monts située au nord de Fourbanne, entre le Doubs et la vallée de l'Ognon.

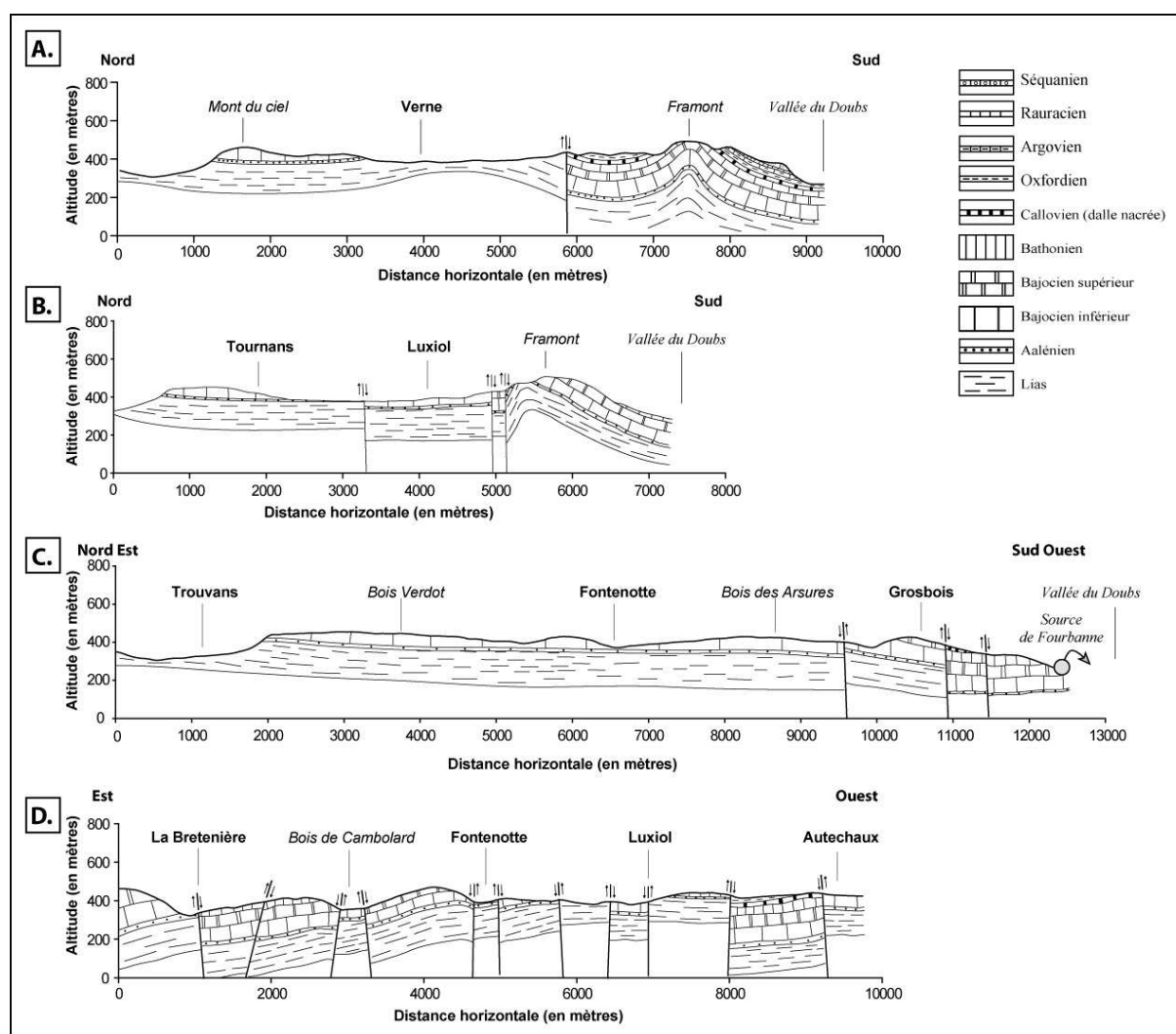


Fig. 3. 10 Coupes géologiques du bassin versant de la source de Fourbanne, (A) et (B) Coupes Nord-Sud, (C) Coupe NE-SW, (D) coupe Est-Ouest.

La limite septentrionale du bassin versant de la source de Fourbanne se situe à la latitude du Mont du Ciel. Elle correspond à la ligne de crête d'un relief en cuesta qui domine la vallée de l'Ognon (**Fig.3.9.** et **Fig.3.10A, B**). Dans ce secteur, les terrains du Bajocien inférieur surmontent les marnes du Lias avec un léger pendage vers le sud. L'érosion du versant nord par les affluents de l'Ognon a formé un relief dissymétrique (**Fig.3.10A, B**), avec des terrains marneux au nord qui forment un talus de 160 mètres de dénivelé et une pente plus douce au sud en direction des villages de Verne et Luxiol.

La limite est du bassin versant est constituée par une faille de direction nord-sud. Cet accident traverse toute la carte selon une direction méridienne (faille de Autechaux). Elle met en contact, à la hauteur de Verne, les terrains du Trias à l'ouest avec les terrains du Jurassique moyen à l'est (**Fig. 3.9.**). Plus au sud, à la hauteur du village d'Autechaux, cette faille met en

contact les terrains du Jurassique moyen à l'ouest avec les terrains du Jurassique supérieur à l'est (**Fig. 3.10.**). Des traçages réalisés par le bureau d'étude Science Environnement ont montré que l'eau s'infiltrant à l'est de cette faille était drainée, suivant le point d'injection choisi, soit en direction du nord-est et du village de Vergranne, soit vers le sud en direction de la source du Lonot.

La limite sud de l'aquifère correspond au relief du Framont situé au nord de Baume-les-Dames (**Fig.3.9. et Fig. 3.10A, B**). Ce relief est formé par un anticlinal à cœur marneux liasique. Ces marnes qui constituent la base de l'aquifère forment donc une barrière à l'écoulement de l'eau vers le sud (**Fig.3.9. et Fig. 3.10A, B**). La limite du bassin versant suit la crête de ce relief, l'eau s'infiltrant sur le flanc nord de l'anticlinal étant drainé en direction de Verne et Luxiol. Un traçage a confirmé cette direction d'écoulement (**Fig. 3.9.**). La limite méridionale se poursuit à l'ouest en suivant l'axe de l'anticlinal, jusqu'au village de Grosbois puis la source de Fourbanne (**Fig. 3.9.**). Les terrains situés au sud de cette limite sont drainés par la source de la Baume Rousse.

La délimitation du bassin versant dans sa partie ouest est plus problématique. En effet, le secteur est couvert de forêts, et présente une géologie monotone avec des terrains du Jurassique Moyen qui affleurent sur une surface importante. Un traçage effectué par *Robbe (2001)* a montré une connexion entre les égouts du village de Breconchaux et la source du Briseux située plus en aval dans la vallée du Doubs. La coupe géologique présentée **figure 3.10.C** montre un abaissement de la base liasique de l'aquifère vers l'ouest qui est brutalement surélevée par la faille de Breconchaux. Ce secteur faillé forme donc une barrière au passage de l'eau vers l'est. La limite est du bassin versant est donc, d'après la coupe géologique (**Fig. 3.10.C**) et le traçage de Breconchaux, constituée par cette zone de faille (**Fig. 3.9.**), qui relie les villages de Breconchaux, la Bretenière et Tallans.

B. Conditions hydrologiques contrastées de la surface du bassin versant de la source de Fourbanne

Le bassin versant ainsi délimité couvre une surface de 37 km². Sa structure géologique apparaît complexe. En effet, on peut y différencier deux fonctionnements hydrologiques différents. Le secteur nord-est de l'aquifère présente un mode d'infiltration et de circulation de l'eau en surface différent du reste de l'aquifère. Dans ce secteur affleurent des terrains imperméables, qui forment deux bassins fermés, où se forment des écoulements superficiels.

Le premier bassin s'étend entre Verne à l'ouest, Luxiol au sud et la limite ouest du bassin versant (faille Nord-Sud de Autechaux). Il est important de noter que ce bassin fermé présente, à l'affleurement, des terrains du Trias, autrefois exploités pour leur teneur en gypse (ancienne gypsière à l'est de Verne). Le second bassin fermé se situe à l'est du village de Luxiol et à l'ouest de Fontenotte, il est constitué de terrains marneux du Lias. Le reste de la surface du bassin versant est constitué de terrains perméables du Bajocien et du Bathonien. Aucun écoulement superficiel n'est présent sur cette partie du bassin versant.

Cette structure particulière du bassin versant est le résultat de la fracturation sub-verticale qui l'affecte et forme un système de horst et graben (**Fig.10C.**). Deux familles de discontinuités d'orientations différentes sont identifiables. La première famille affecte le bassin versant selon une direction Nord-Sud. La seconde, présente principalement au sud de Fontenotte, découpe le bassin versant selon une direction SW-NE. On note que pour un certain nombre de discontinuités découpant le bassin versant sur de longues distances, l'orientation passe d'une direction SW-NE au sud du village de Fontenotte à une direction N-S dans la partie nord est du bassin versant.

Dans la partie ouest et la partie sud du bassin versant, ces failles mettent uniquement en contact des terrains perméables à l'affleurement. Au contraire, dans la partie nord-est du bassin versant, ces fractures mettent en contact des terrains perméables et imperméables. Les bassins fermés présents dans la partie nord-est du bassin versant sont délimités par ces failles. L'ensemble des pertes est situé le long de ces accidents (**Fig. 3.9.**). On peut donc caractériser l'hydrologie du bassin versant comme suit.

Le système de bassins fermés au nord-est présente des écoulements superficiels qui viennent se perdre au niveau des zones de failles. Ces cours d'eau ont deux origines. Une composante météoritique correspondant au ruissellement de l'eau de pluie sur les terrains imperméables. Une composante souterraine, en provenance de massifs calcaires du Jurassique moyen d'étendue géographique réduite qui surmonte les marnes du Lias et ont résisté à l'érosion. Le système de perte des deux bassins fermés à l'amont est conditionné par la position des failles méridiennes qui déterminent les points d'infiltration de l'eau.

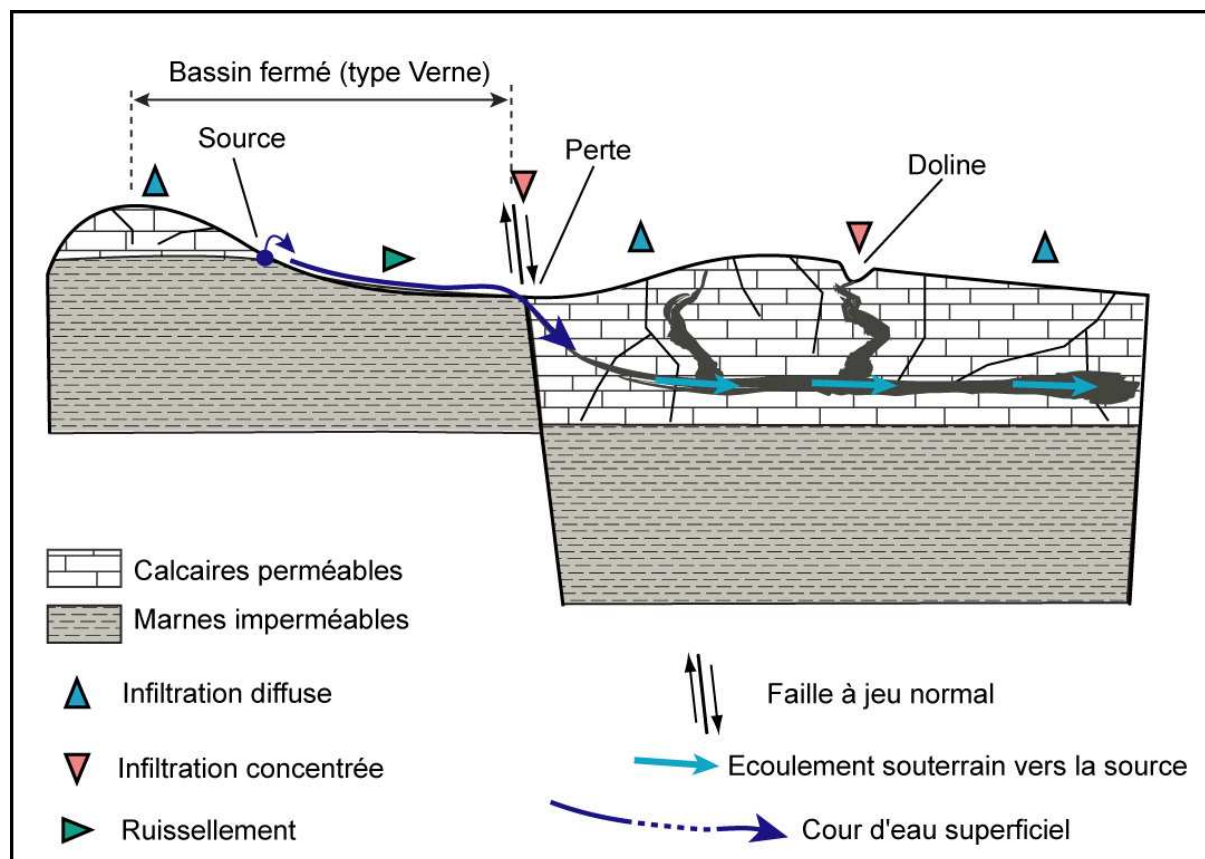


Fig. 3. 11. Schéma conceptuel des différents modes d'infiltration de l'eau à la surface du bassin versant de la source de Fourbanne

A l'ouest et au sud du bassin versant, aucun cours d'eau n'est présent, l'infiltration se fait de manière diffuse ou concentrée par l'intermédiaire de dolines ou gouffres non alimentés par des cours d'eau.

C. Structure générale de l'aquifère

Un épaissement de la base de l'aquifère se produit, en direction de l'ouest et du sud. Les deux familles de failles abaissent la base marneuse de l'aquifère en direction du Sud-Ouest. D'une position affleurante, dans la partie nord-est du bassin versant (Alt. 420 m) avec seulement quelques lambeaux calcaires du Jurassique moyen les surmontant, le jeu des failles N-S et SW-NE abaisse le toit des marnes liasiques en direction du sud-est. Le toit des marnes, estimé à partir des coupes géologiques à l'aplomb de la source de Fourbanne, se situe à une altitude comprise entre 120 et 150 mètres.

Cette structure de l'aquifère, conséquence de sa fracturation, a eu aussi un impact sur le développement du réseau karstique mis à jour par les spéléologues (grotte d'En-Versenne). La **figure 3.12 A** présente le réseau karstique superposé au fond topographique IGN. L'amorce du réseau souterrain se fait au niveau des pertes de la Vernoye et de la perte d'En-Versenne, situées toutes les deux le long d'une faille Nord-Sud, qui dans sa partie Sud prend une orientation SW-NE (**Fig. 3.12.A**). On trouve aussi le long de cette faille la perte du Bois des Saules et le gouffre des Arsures. Cette faille constitue la limite Est du bassin fermé aval (**Fig. 3.9.**), situé à l'ouest du village de Luxiol. Les pertes de Verne, Derrière le Bois et de Luxiol sont elles aussi situées sur le passage d'une faille de direction nord-sud qui constitue la limite est du bassin fermé amont (**Fig. 3.9.et 3.12.A**).

La disposition de cet ensemble de pertes marque différentes entrées du réseau karstique sous-jacent. La **figure 3.12B** présente la topographie en plan de cette grotte. Il apparaît que l'orientation du conduit suit tour à tour une direction N-S ou une direction SW-NE suivant la section de conduit considérée. Les différentes portions du réseau karstique se superposent aux deux familles de fractures de l'aquifère. Il en résulte une orientation générale de l'ensemble du réseau selon une direction N 20 à N 30. Une partie du réseau karstique est affectée par le passage d'une faille N-S qui traverse le conduit (**Fig.3.12 A et B**).

La visite du réseau permet de se rendre compte du fait que la morphologie de la galerie est aussi la conséquence de cette même fracturation. En effet, lorsque l'on parcourt le réseau karstique présenté **figure 3.12**, deux grands types de sections transversales du conduit karstique sont observables. Des galeries à section en amande étalées dans le sens de la largeur et limitées en hauteur qui se sont développées le long des joints de stratification majeurs des terrains jurassiques. Dans ces zones l'écoulement du cours d'eau souterrain est calme. D'autres types de galeries sont observables. Leur topographie est beaucoup plus accidentée. Elles se développent dans le sens de la hauteur et leur largeur est réduite. L'écoulement y est turbulent et on y trouve fréquemment des zones de cascades. Ces sections ont un dénivelé important et correspondent à l'intersection du réseau karstique par les failles méridiennes principales qui découpent le bassin versant.

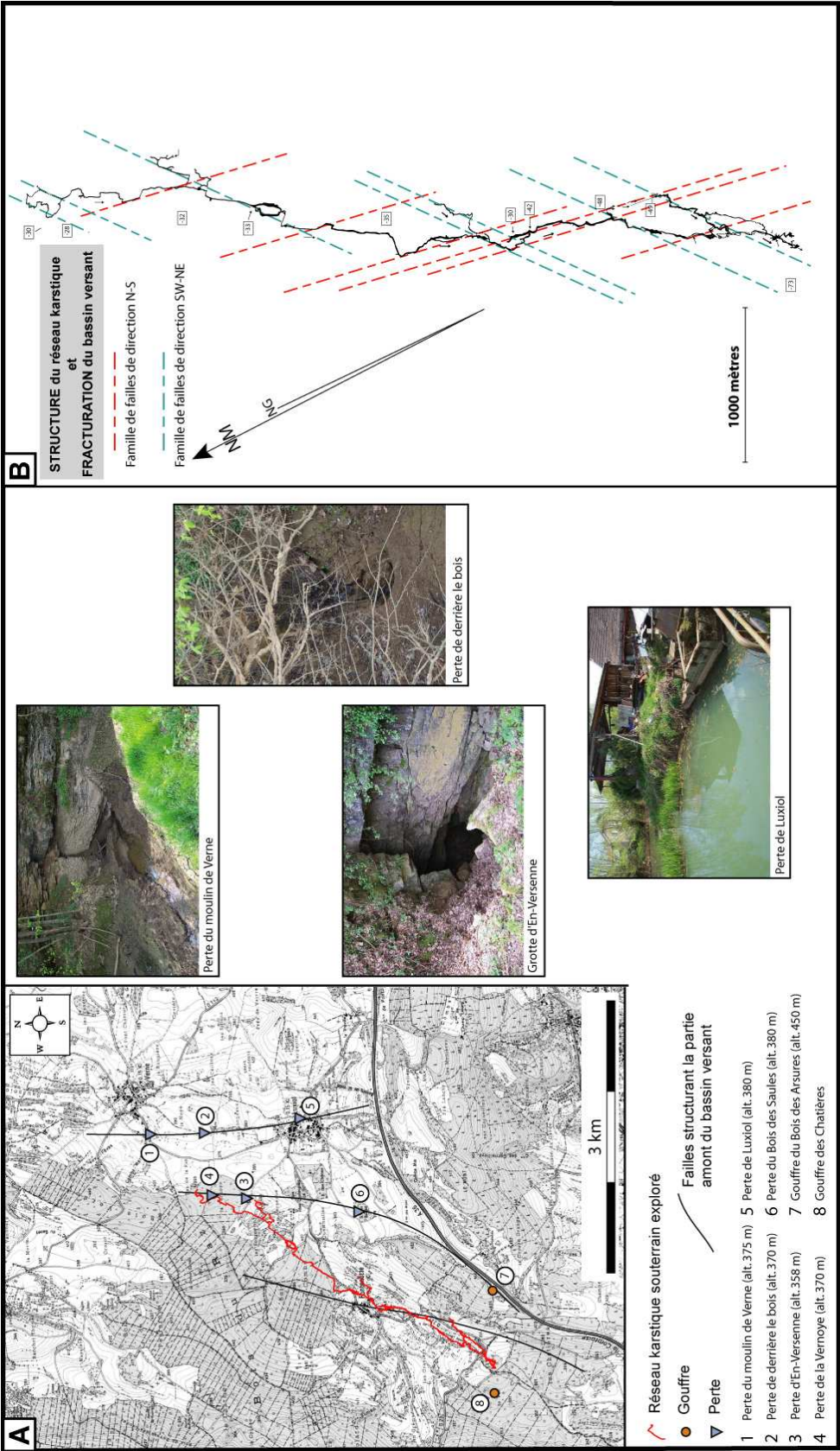


Fig. 3. 12. Relation entre la structure de la grotte d'En-Verrenne et la fracturation du bassin versant et de l'aquifère.

D'après la superposition du réseau karstique et de la carte topographique représentée **figure 3.12.**, il apparaît qu'en aval de Fontenotte le réseau est souligné en surface par une série de dolines marquant le fond d'une combe bien visible dans la morphologie (**Fig. 3.12. et Fig. 3.13.**).

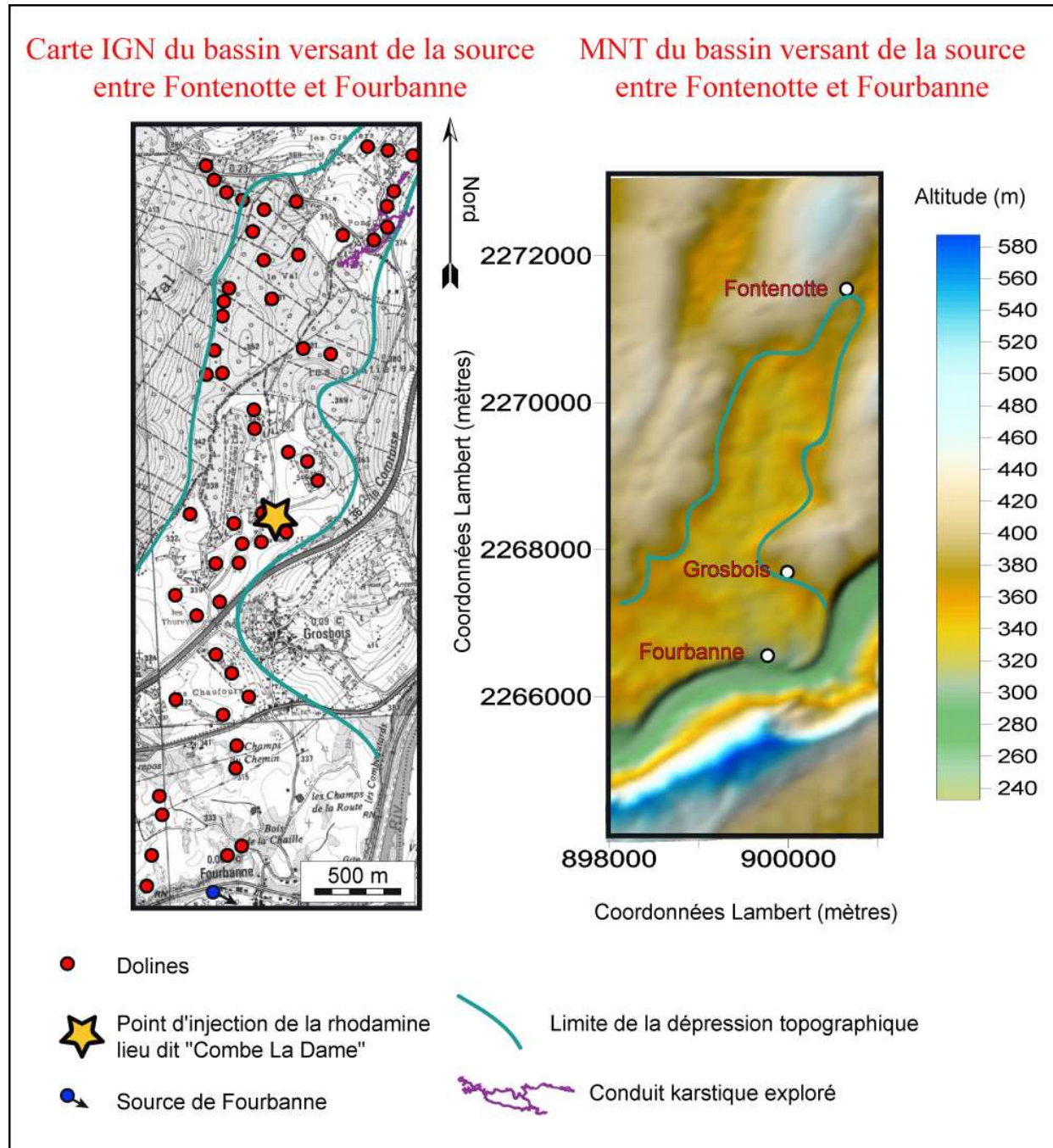


Fig. 3. 13. Analyse morphologique de la partie avale du bassin versant

Au-delà du point d'exploration maximal du réseau karstique (**Fig.3.13.**), cette combe se prolonge jusqu'à la source. Les limites de cette dépression topographique ont été représentées sur le fond topographique et le MNT présenté **figure 3.13**. La dépression entre Fontenotte et Fourbanne est ponctuée sur toute sa longueur par de nombreuses dolines parfois très profondes (20 à 30 mètres). Les zones plus élevées en altitude en bordure de cette dépression ne présentent pas ce type de formations karstiques superficielles. On observe donc une similitude entre la morphologie observée au dessus de la section du conduit karstique connue et la topographie de la partie aval du bassin versant. Le prolongement du conduit karstique se situe donc à l'aplomb de cette dépression.

L'aquifère de la source de Fourbanne est entièrement structuré par la géologie caractéristique de cette partie des Avant-Monts. Le mode d'infiltration de l'eau en surface, l'épaisseur de l'aquifère, la structure du conduit karstique et le régime d'écoulement dans ce dernier sont la conséquence directe de la fracturation qui affecte l'aquifère.

1.4 Instrumentation du bassin versant et de l'aquifère de la source de Fourbanne

L'aquifère de la source de Fourbanne a été choisi pour son potentiel en terme d'instrumentation. En effet, l'entrée du système est accessible au niveau du système de pertes. La zone non-saturée est accessible par le conduit karstique naturel. La source de Fourbanne est l'unique exutoire du bassin versant et représente donc la sortie du système karstique. Ces trois points ont été équipés d'une station de mesure.

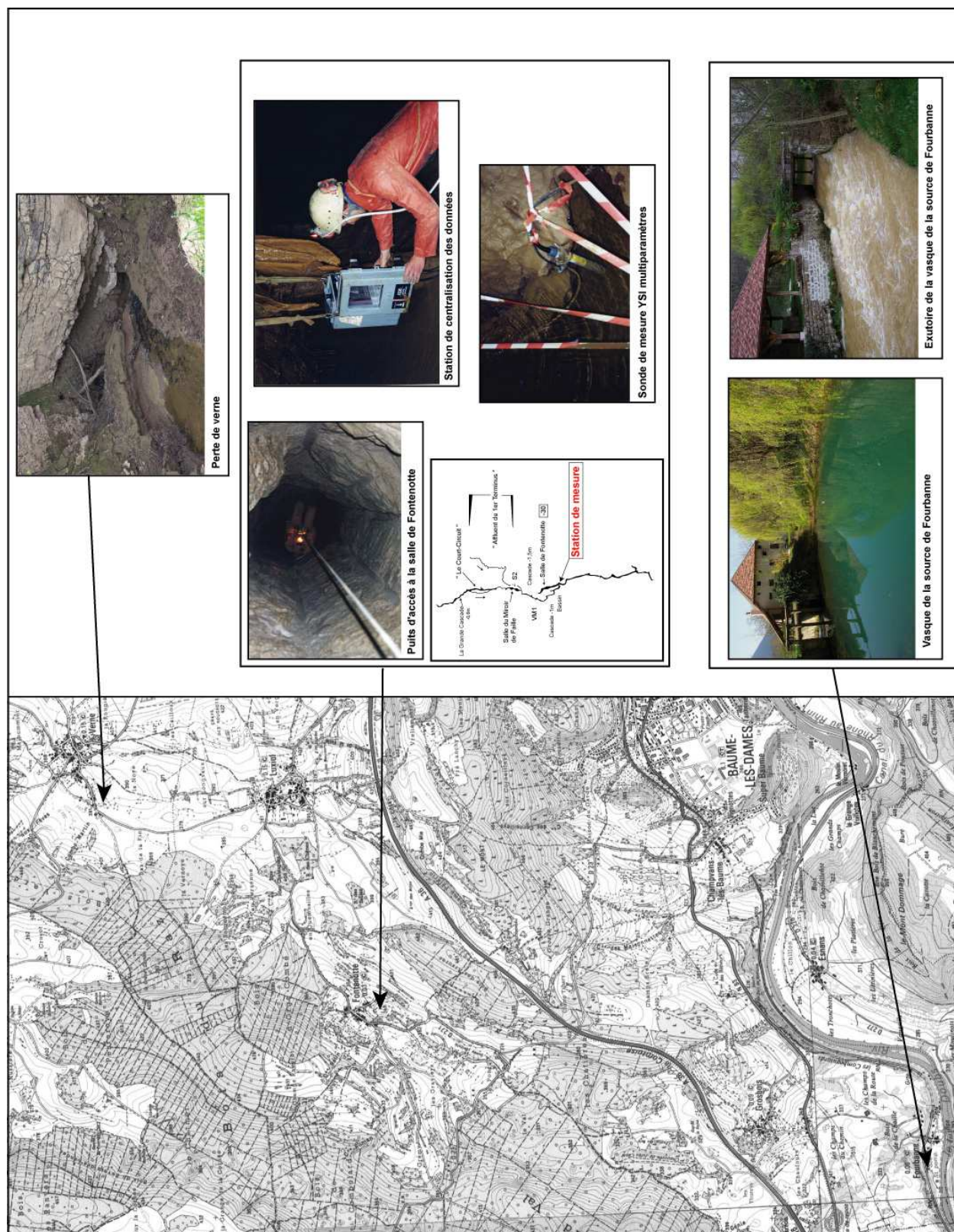


Fig. 3. 14. Dispositif de mesure mis en place dans l'aquifère de Fourbanne

1.4.1. Surface

De manière à caractériser clairement le signal d'entrée de l'aquifère, la perte du Moulin de Verne (**Fig. 3.14.**) a été équipée d'une sonde OTT Orphéus[®]. Cette sonde enregistre toutes les 15 minutes la hauteur d'eau, la conductivité électrique ainsi que la température de l'eau du ruisseau alimentant le conduit karstique principal de l'aquifère.

1.4.2. Zone non-saturée

Afin de calibrer les modifications du signal hydraulique et hydrochimique, lors de la traversée de la zone non saturée de l'aquifère, une station de mesure a été installée dans le conduit karstique à l'aplomb du Village de Fontenotte. L'accès à cette partie du conduit karstique a été rendu possible par la réalisation, d'un puits vertical, par les spéléologues du G.S.C.B. Ce puits, d'une profondeur de 20 mètres, est le seul point d'accès possible au réseau karstique sans équipement de plongée. L'accès naturel au réseau karstique se fait par la grotte d'En-Versenne, cependant la visite de l'ensemble du réseau n'est possible qu'après le franchissement de plusieurs siphons noyés qui imposent une progression sub-aquatique. La réalisation d'un puits artificiel par les spéléologues, permet maintenant d'accéder à la majeure partie du réseau souterrain sans équipement spécifique. Ce puits débouche dans la salle de Fontenotte (**Fig. 3.14. et Fig. 3.7.**).

Une station de mesure ISCO 4220[®] mesure l'évolution de la hauteur d'eau (sonde de pression à membrane) ainsi que les paramètres physicochimiques de la rivière souterraine (sonde YSI). Le point de mesure est installé à la côte -42 mètres, à la confluence de salle de Fontenotte et du conduit karstique principal (**Fig. 3.7.**). Les mesures sont réalisées toutes les 15 minutes. Ce point de mesure permet d'étudier la distorsion du signal hydraulique et du signal hydrochimique dus à la traversée de la zone non-saturée et d'évaluer ainsi le rôle des différents champs de perméabilité dans la zone non-saturée. La maintenance technique de la station de mesure a été effectuée par les spéléologues pendant toute la durée de l'étude. Un certain nombre de jaugeages ont été réalisés et ont ainsi permis la réalisation d'une courbe de tarage de ce cours d'eau souterrain.

1.4.3. Source (sortie de la zone saturée)

Le dernier point de mesure a été installé à la source de Fourbanne, dans la vasque de la source. Le matériel utilisé est une station ISCO 4230[®]. La hauteur d'eau est mesurée avec un système de bulle à bulle et les paramètres physico-chimiques de l'eau mesurés par une sonde multi paramètres YSI[®]. L'ensemble des capteurs est fixé sur un bras métallique qui plonge au centre de la vasque à l'aplomb du point de sortie du conduit karstique. Ainsi, les paramètres mesurés sont représentatifs de l'eau qui circule dans le conduit et ne sont pas biaisés par les phénomènes physico-chimiques pouvant intervenir dans la vasque. Ce point de mesure permet d'étudier les modifications induites par la traversée de la zone saturée de l'aquifère lorsqu'il est comparé aux signaux enregistrés à Fontenotte.

De nombreux problèmes techniques ont été rencontrés avec le point de mesure de la source de Fourbanne. En effet, il s'avère que le système de mesure de niveau d'eau par bulle à bulle est un système peu fiable. Sa consommation en énergie est très importante et les nombreuses pannes de batteries qui en ont découlé, malgré des visites régulières, n'ont pas permis l'acquisition de données continues à la source. De plus, la surface importante de la vasque atténue considérablement les variations de hauteur d'eau. Ce type d'émergence apparaît donc difficile à instrumenter. Ajouté à ceci, le propriétaire de la source dispose d'un système de régulation de l'exutoire de la vasque, de manière à maintenir un niveau d'eau suffisant dans la vasque. Les variations naturelles de hauteur d'eau dans la vasque sont donc troublées par les des variations artificielles du niveau d'eau (**Fig.3.17.**). Par conséquent, ces nombreux aléas n'ont pas permis la réalisation d'une courbe de tarage satisfaisante à la source de Fourbanne, malgré les mesures de débit effectuées.

L'ensemble du dispositif qui vient d'être présenté a été installé à demeure sur les différents points de mesures, de manière à caractériser le comportement hydrogéologique de l'aquifère de Fourbanne à long terme et de disposer de données lors d'évènements climatiques ou géologiques particuliers. En parallèle, deux expérimentations de crue ont été réalisées. Durant ces investigations, le matériel déjà présent a été complété par d'autres dispositifs de mesure hydrogéologique (*cf. 2. Protocole expérimental*).

1.5 Bilan hydrogéologique

L'objectif est, ici, de valider la surface du bassin versant, délimité précédemment, en confrontant les débits mesurés à la source et dans le réseau karstique à la lame d'eau infiltrée. Il ne s'agit pas de se rapprocher le plus possible des valeurs climatiques et hydriques réelles mais de comparer la surface du bassin versant délimité précédemment avec les débit mesurés à la source.

Etant donné les objectifs visés, nous travaillerons avec l'évapotranspiration potentielle calculée avec la méthode de Thornthwaite, méthode la plus adaptée dans cette région des Avants-Monts, (*Abdelgader, 1994*) sans faire intervenir les réserves du sol. Le bilan a été réalisé de mars 2003 à avril 2004. Les données pluviométriques et de température ont été fournies par Météo France®. Les quantités de pluie précipitées sont celles de l'année étudiée. Les températures maximales et minimales moyennes ainsi que les températures moyennes sont tirées du logiciel Climat® réalisé par Météo France Besançon® et sont calculées sur plusieurs cycles hydrologiques.

Nous avons délimité précédemment un bassin versant de 37 km² pour la source de Fourbanne. En ce qui concerne le bassin versant hydrogéologique du cours d'eau souterrain parcourant la grotte d'En-Versenne, nous évaluons sa surface à 17 km². Ce bassin versant ainsi délimité inclue les deux bassin fermés de Verne et Fontenotte et une partie des terrains du Bajocien et Bathonien affleurant dans la partie nord-est du bassin versant. **Le tableau 3.1.** présente l'ETP mensuelle calculée, la lame d'eau mensuelle infiltrée et le débit théorique de la source de Fourbanne et du cours d'eau souterrain à Fontenotte.

Tableau. 3. 1. Bilan hydrogéologique du bassin versant de la source de Fourbanne

	Mai 03	Juin 03	Juillet 03	Aôut 03	Sept 03.	Oct 03.	Nov 04	Dec 04	Janv 04	Fev 04	Mars 04	Avril 04	Total pluie (mm)
Pluie (mm)	73.1	25.7	64.4	59.8	85.3	185.7	72.7	58.5	186.7	36.3	64.5	53.1	965.8
Température mini moyenne (°C)	8.2	11.4	13.4	13	10.6	6.9	2.3	-0.6	-1.3	-0.2	2.0	4.5	
Température maxi moyenne (°C)	18.3	21.7	24.4	23.7	20.8	15.7	8.9	4.9	4.4	6.8	10.3	14.2	
Température moyenne (°C)	13.3	16.6	18.9	18.4	15.7	11.3	5.6	2.2	1.6	3.3	6.2	9.4	ETP Annuelle
ETP Thornthwait (mm)	64	73.7	71.8	65	57.5	41.1	23.7	8.9	7	16.8	34.3	50.6	514.5
Pluie efficace P-ETP (mm)	9.1	<0	<0	<0	27.8	144.6	49	49.6	179.7	19.5	30.2	2.5	Débit théorique moyen mensuel à Fourbanne
Lame d'eau infiltrée	9.1	0	0	0	27.8	144.6	49	49.6	179.7	19.5	30.2	2.5	Débit théorique moyen mensuel à Fontenotte
													0.53
													0.24

Abdelgader (1994) a étudié en détail la climatologie des Avants-Monts. Il déduit de son étude que l'évapotranspiration potentielle moyenne sur 30 ans est égale à 652,2 mm. La valeur que

nous obtenons (514,5 mm) est inférieure à cette valeur. Ceci est dû aux températures que nous avons utilisées pour notre calcul qui sont les moyennes des températures moyennes maximales et minimales. Ceci est compensé par le fait que le cycle que nous étudions est particulièrement pauvre en précipitations (965,8 mm) alors que la moyenne pour les années allant de 1961 à 1991 est de 1103,1 mm (*Abdelgader, 1994*).

Il en résulte des débits théoriques déduits de la lame d'eau infiltrée, de $0,53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la source de Fourbanne et de $0,24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le cours d'eau souterrain d'En-Versenne.

Le débit théorique obtenu par calcul se rapproche de la gamme des débits mesurés lors des jaugeages. Le débit minimal mesuré à Fourbanne est de $28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, le maximal atteint une valeur de $780 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Il faut noter que les débits maximaux à Fourbanne sont évalués entre 15 et $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à partir des niveaux d'eau atteint par certaines crues exceptionnelles (**Fig. 3.16.**).

En ce qui concerne le cours d'eau de Fontenotte, une courbe de tarage a pu être réalisé (**Fig. 3.15.**). Cette relation hauteur d'eau/débit tend à surestimer les débits élevés. En effet, les jaugeages du cours d'eau souterrain deviennent très périlleux dès que la rivière souterraine atteint une certaine hauteur d'eau. Nous ne disposons donc d'aucun jaugeage réalisé dans ces conditions. De plus, pour les faibles débits, la distance entre la station de mesure de hauteur d'eau et la zone de réalisation des jaugeages pose des problèmes d'ajustement de la courbe de tarage, avec une tendance à la surestimation des débits minimum (**Fig. 3.15.**). Cependant, la hauteur d'eau moyenne mesurée sur une période d'un an (2001-2002) est de 320 mm. Cette hauteur d'eau correspond à un débit de $285 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ mesuré par jaugeage dans la rivière. On peut donc considérer que le débit moyen du ruisseau souterrain d'En-Versenne se rapproche du débit théorique calculé.

La surface du bassin versant d'une valeur de 37 km^2 délimitée en **1.3. (Le bassin versant de la source de Fourbanne)** est donc en concordance avec les débits mesurés à la source et à Fontenotte.

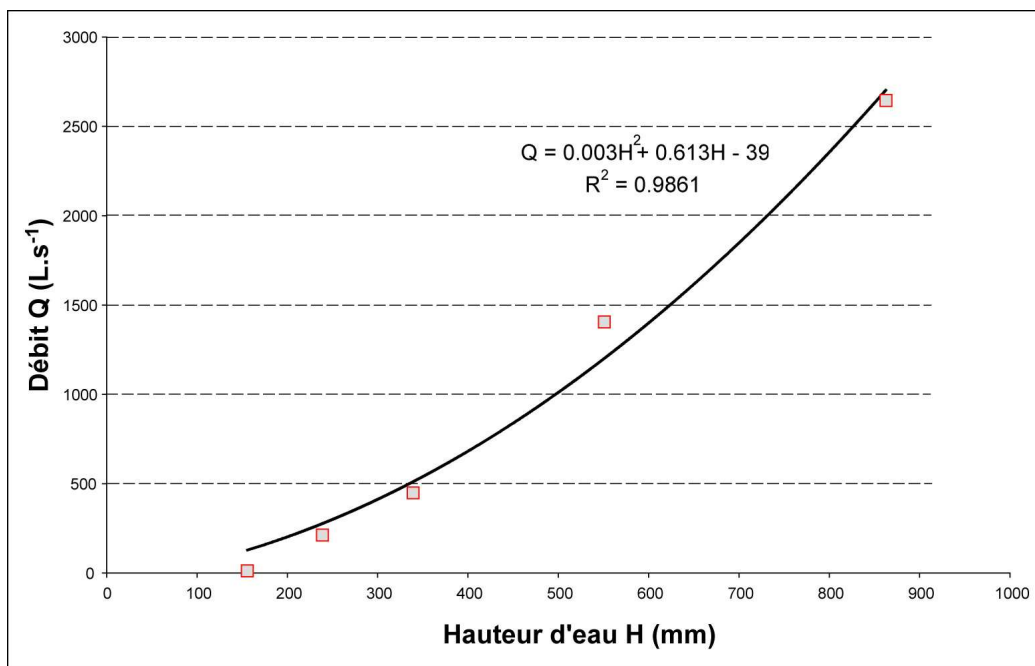


Fig. 3. 15. Courbe de tarage de la rivière souterraine d'En-Versenne à la hauteur de Fontenotte

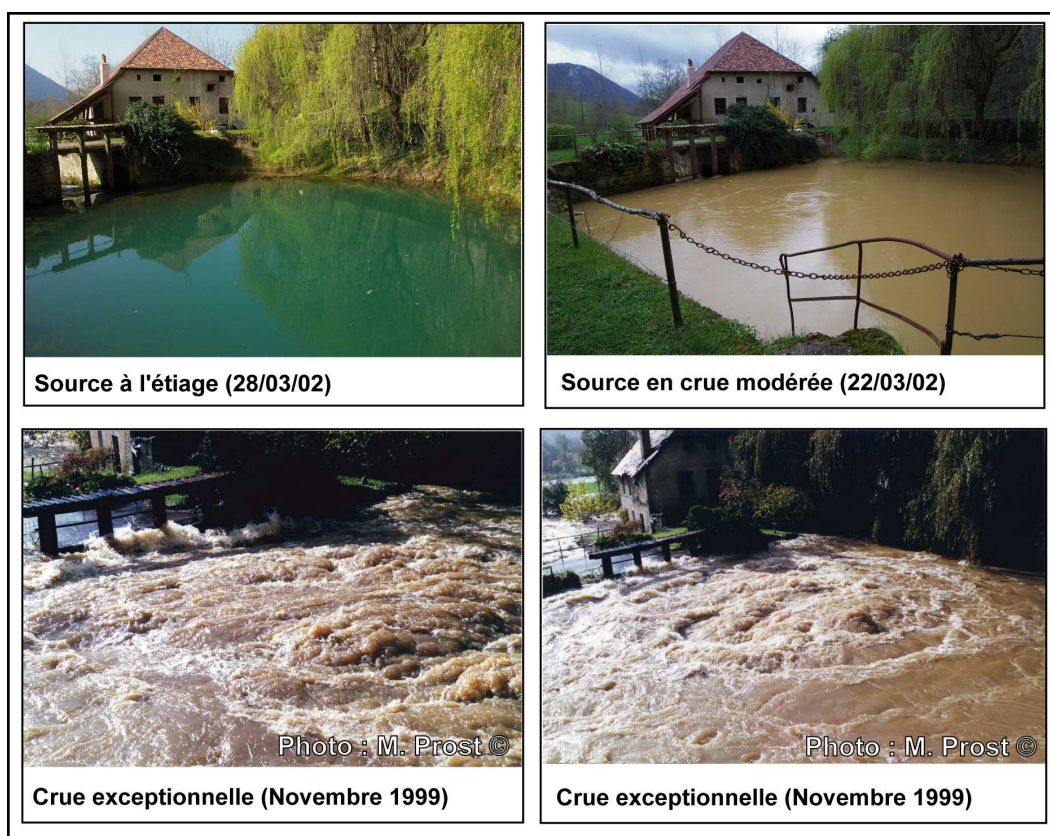


Fig. 3. 16. La source de Fourbanne à l'étiage et en crue

2 Protocole expérimental

Nous avons choisi de réaliser nos expérimentations lors d'épisodes de crues. En effet, c'est lors des phases de montée de crue, puis de retour au régime d'étiage que se produisent les échanges les plus importants entre les différents compartiments des aquifères fracturés carbonatés (*cf. Chapitre 2*).

2.1 Etude du premier épisode de crue "Crue I"

La première expérimentation que nous appellerons "Crue I" a été réalisée en octobre 2002. L'épisode pluvieux étudié est précédé d'une crue importante (**Fig. 3.17.**). L'expérimentation a donc été réalisée durant une période où l'aquifère affichait une tendance générale à la décrue perturbée par une réalimentation de l'aquifère.

Chaque station de mesure permanente de l'aquifère a été complétée par l'installation d'un préleveur automatique d'eau, de manière à récolter des échantillons d'eau en vue d'une analyse de la teneur en éléments majeurs des eaux. Le protocole d'analyse en laboratoire est identique à celui suivi pour les expérimentations réalisées à Coaraze (*cf. Chapitre 2*).

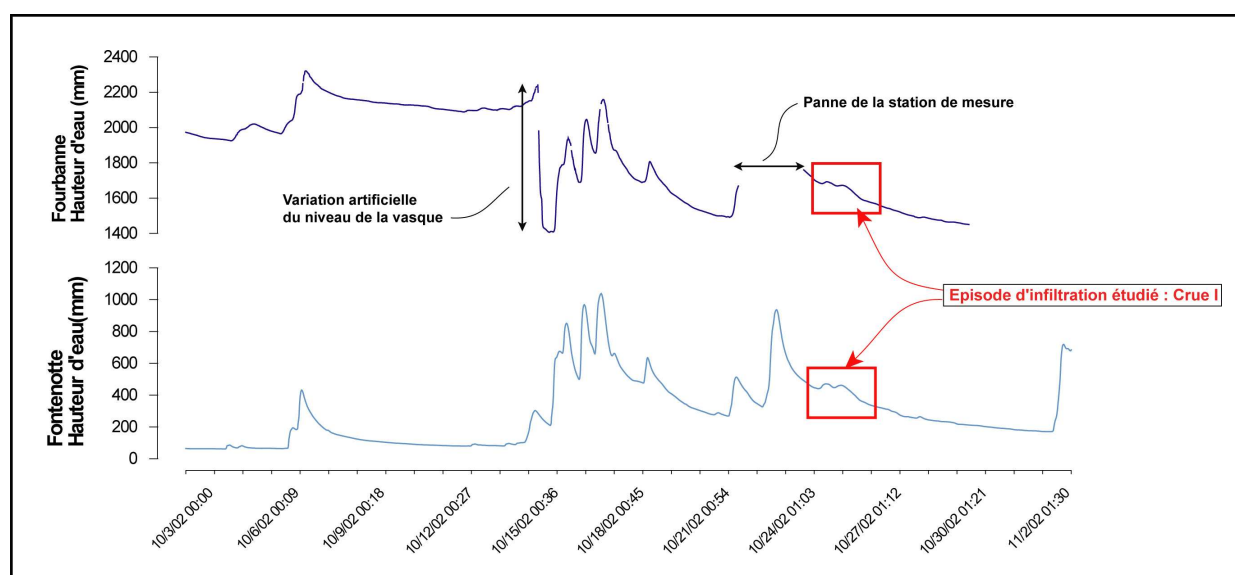


Fig. 3. 17. Suivi des hauteurs d'eau à Fontenotte et Fourbanne durant le mois d'octobre 2002

Deux traçages artificiels ont été effectués. De la rhodamine a été injectée dans une doline en amont du village de Grosbois, dès l'arrivée des premières gouttes de pluie. De la fluorescéine a été injectée à la perte du moulin de Verne dès le début de l'élévation du niveau d'eau à ce point de mesure. Ainsi le volume d'eau infiltré durant la crue est marqué par le colorant. Ceci va nous permettre de suivre son évolution au cours de son transit à travers l'aquifère. Les prélèvements automatiques se font toutes les 15 minutes, au début de la crue, puis ont été progressivement espacés jusqu'à un prélèvement toutes les 4 heures pour le suivi à la source de Fourbanne. Sur chaque point de surveillance, des mesures manuelles des paramètres physico-chimiques ont été effectuées de manière à valider les mesures automatiques réalisées sur les trois points durant toute l'expérimentation. Le déroulement et les durées de surveillance sur chaque point de mesure pour l'expérimentation Crue I sont présentés dans le tableau 3.2.

Tableau. 3. 2. Protocole expérimental de l'expérimentation "Crue 1"

	24/10/02	25/10/02	26/10/02	27/10/02	28/10/02	29/10/02	30/10/02
Rhodamine	Injection à 20 h 30						
Fluorescéine	Injection à 18 h						
Verne	20 h 30	8 h 15					
Fontenotte	20 h 30	7 h					
Fourbanne	20 h 30						8 h 30

2.2 Etude du second épisode de crue "Crue 2"

La seconde expérimentation "Crue II" a été réalisée en mars 2004. L'objectif de cette seconde expérimentation est de valider et compléter les résultats obtenus lors de l'expérimentation Crue I. Contrairement à l'expérimentation Crue I, aucun traceur n'a été injecté dans l'aquifère. Cependant, le dispositif de mesure installé est plus riche que lors de l'expérimentation Crue I. En effet, parallèlement aux échantillons prélevés, pour les analyses en éléments majeurs, un second préleveur automatique a été installé sur chaque point de

surveillance, pour prélever des échantillons destinés à une analyse du Carbone Organique Total (COT) présent dans l'eau. Du chlorure de mercure (HgCl_2) a été introduit dans tous les flacons du préleveur automatique de manière à fixer les échantillons destinés à une analyse du COT. De plus, le point de mesure de la source a été équipé d'un turbidimètre.

Il faut noter que, suite à une panne sévère de la station de mesure installée à Fourbanne, la sonde de mesure OTT Orphéus[®] présente à Verne a été transférée à la source. Nous ne disposons donc d'aucune mesure d'hauteur d'eau et des paramètres physico-chimiques des pertes durant l'expérimentation Crue II. Le déroulement et les durées de surveillance sur chaque point de mesure pour l'expérimentation Crue II sont résumés dans le tableau 3.3..

Tableau. 3. 3. Protocole expérimental de l'expérimentation "Crue 2"

	19/03/04	20/03/04	21/03/04	22/03/04	23/03/04	24/03/04	25/03/04	26/03/04	27/03/04	28/03/04	29/03/04	30/03/04
Verne	15 h 30 15 h 20	Eléments majeurs (pas de temps 5 heures)					7 h 15 10 h 20					
		COT (pas de temps 3 heures)										
Fontenotte	18 h 50	Eléments majeurs + COT (pas de temps 4 heures)					14 h 50					
Fourbanne	16 h 35 16 h 35 16 h 20	Eléments majeurs (pas de temps 3 heures)					11 h 11 h 35	Eléments majeurs + COT (pas de temps 10 heures)				
		COT (pas de temps 5 heures)										18 h
		Turbidité (pas de temps 6 minutes)										

3 Apport de l'étude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de Fourbanne sur la relation conduit/zones peu perméables.

Comme nous l'avons montré en travaillant à l'échelle d'un groupe de fractures, la répartition des pressions dans les milieux fracturés et *a fortiori* dans les aquifères karstiques est très hétérogène. Cette hétérogénéité est le résultat des contrastes de perméabilité importants qui affectent ce type d'aquifère et influencent l'écoulement. Ajouté à ceci, suivant la perméabilité des discontinuités, certains processus comme les couplages hydromécaniques vont avoir une influence plus ou moins importante sur la répartition des pressions dans l'aquifère. Tous ces paramètres rendent difficile la représentation de la répartition des volumes d'eau dans l'aquifère karstique. La détermination et le tracé d'une surface piézométrique générale de l'aquifère sont un exercice difficile, voire impossible, comme le montre *Jeannin (1996)*. Dans ces conditions, la limite entre la zone saturée et la zone non-saturée devient irrégulière. Nous allons montrer que le suivi des hauteurs d'eau dans l'aquifère karstique de Fourbanne, couplé à l'injection de traceurs, permet de préciser la position de la zone saturée de l'aquifère ainsi que son fonctionnement lié aux contrastes de perméabilité qui l'affectent. Il apparaît alors un contraste de comportement hydraulique entre la zone considérée comme non-saturée et la zone saturée, au sein desquelles, les relations entre les zones peu perméables et les zones perméables vont être régies par des mécanismes différents.

3.1 *Asynchronisme du transit des volumes d'eau et de l'onde de crue.*

3.1.1. Evolution des hauteurs d'eau lors d'un épisode pluvieux

L'expérimentation Crue I a servi de base à la décomposition du comportement hydraulique de la source de Fourbanne. Intéressons nous d'abord à l'évolution des hauteurs d'eau sur les différents points de mesure durant l'expérimentation "Crue I". Le bassin versant de la source de Fourbanne n'étant pas équipé de pluviomètre, les données de précipitation sont fournies par Météo France[®]. Nous travaillerons donc avec la hauteur de pluie enregistrée, avec un pas

de temps horaire, à la station de Besançon, la station de Baume-Les-Dames fournissant uniquement des données journalières.

Les précipitations débutent, sur le bassin versant de Fourbanne à partir de 18h00 le 24/10/02 (observation de terrain). La hauteur d'eau à la perte de Verne commence à augmenter entre 20h15 et 20h30 (**Fig. 3.18. et Fig. 3.19**). L'augmentation de la hauteur d'eau à Fontenotte au niveau de la station d'acquisition souterraine débute environ 7 heures 30 minutes plus tard. L'élévation du niveau d'eau à la source de Fourbanne est enregistrée 3 heures 15 minutes après Fontenotte (**Fig. 3.18. et Fig. 3.18**) Ces temps de transfert ont une précision de plus ou moins 30 minutes du fait du pas de temps de mesure affecté aux stations.

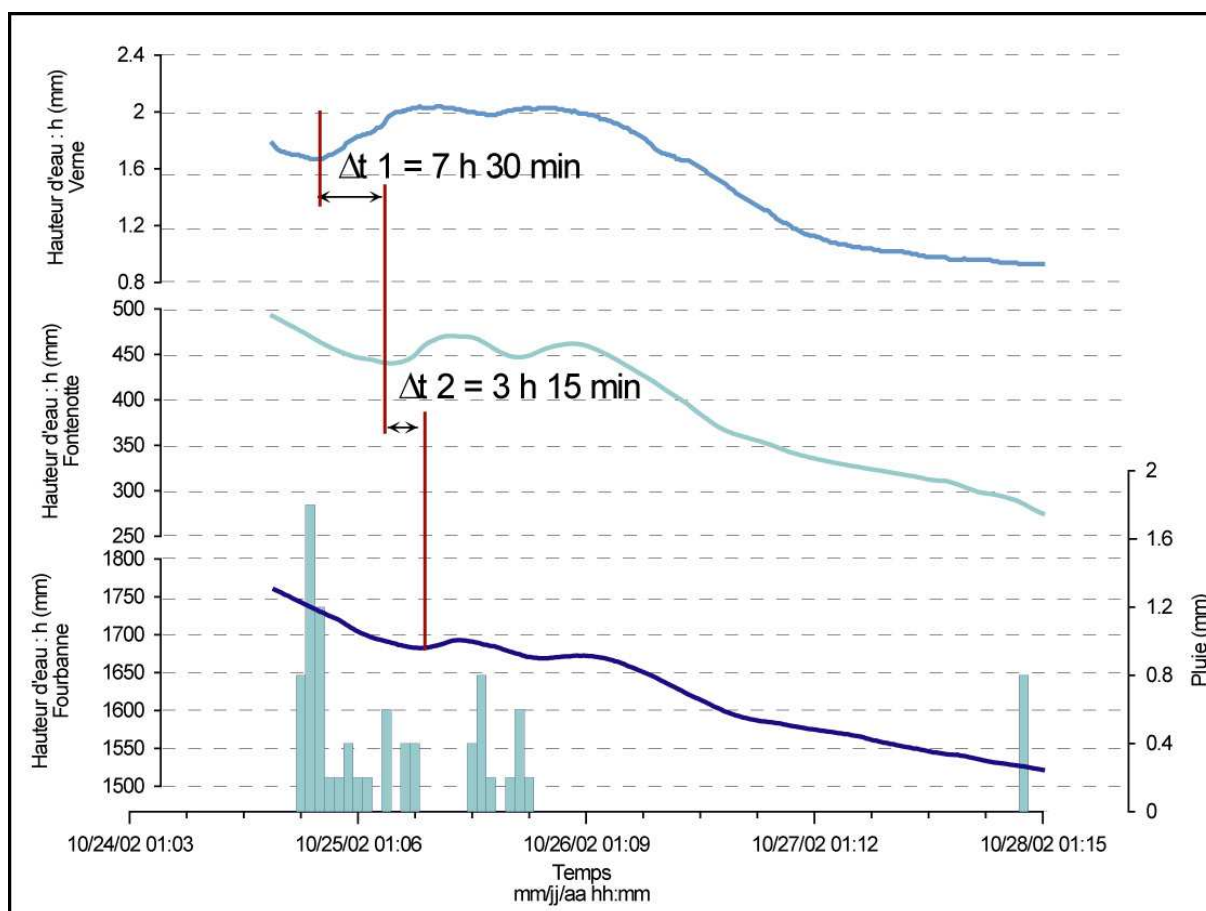


Fig. 3. 18. Evolution des hauteurs d'eau durant l'ensemble du suivi sur les trois points de surveillance

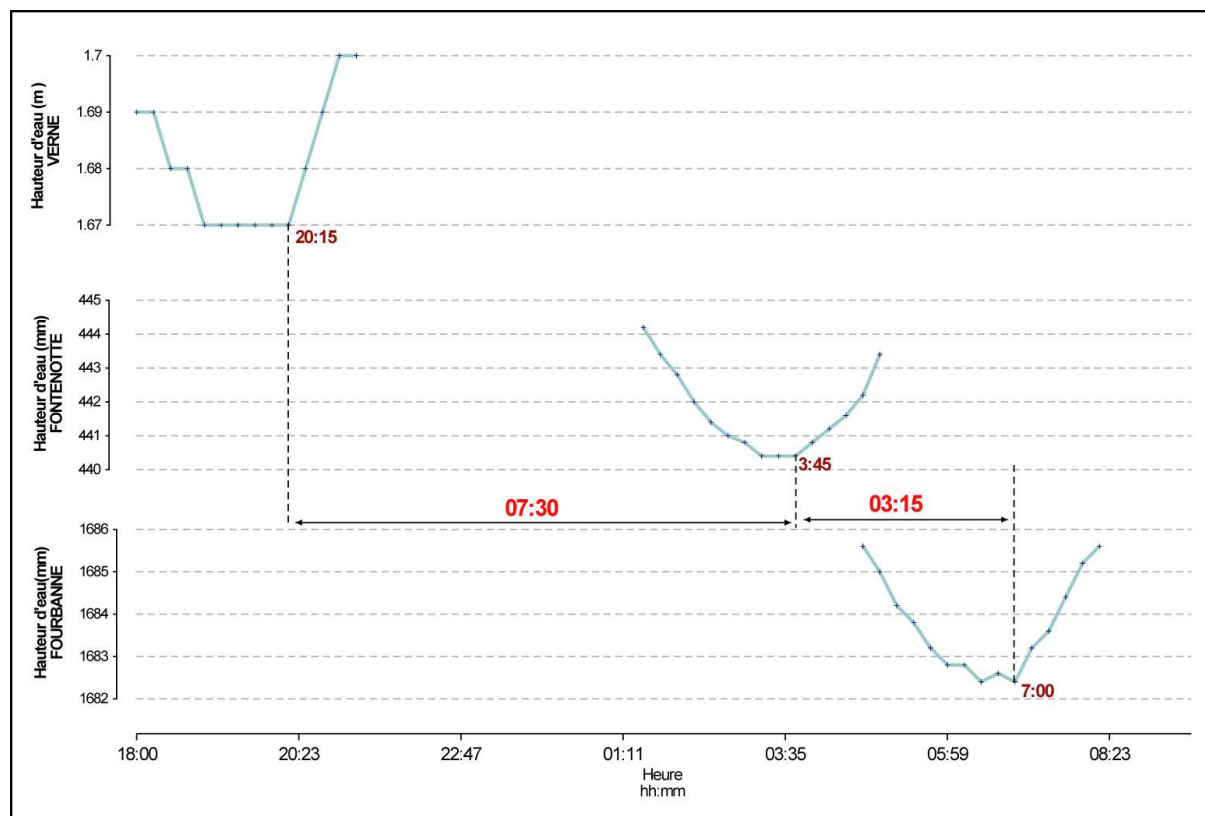


Fig. 3. 19. Détail des temps d'arrivée de la crue sur les trois points de surveillance

3.1.2. Transit des traceurs dans l'aquifère

La rhodamine (3 kg) est injectée le 24/10/02 à 18h00 (**Fig. 3.20.**) dans une doline de la forêt de Grosbois au lieu dit de la Combe La Dame (**Fig. 3.13.**). Le traceur a été "poussé" avec 1000 litres d'eau. Le point d'injection est utilisé de manière régulière comme décharge par les riverains. D'après l'analyse morphologique réalisée précédemment, la rhodamine a été injectée à la verticale du prolongement encore non exploré du conduit karstique principal de l'aquifère.

La fluorescéine est injectée le 24/10/02 à 20h30 dans la perte du moulin de Verne (**Fig. 3.12. et Fig. 3.14.**). Les 3 kilogrammes de fluorescéine ont été au préalable dilués dans un bidon de 40 litres d'eau. La perte du moulin est l'un des points d'alimentation directe du réseau karstique (**Fig. 3.12. et Fig. 3.14.**). Le ruisseau qui s'y perd draine les écoulements superficiels du bassin fermé de Verne.

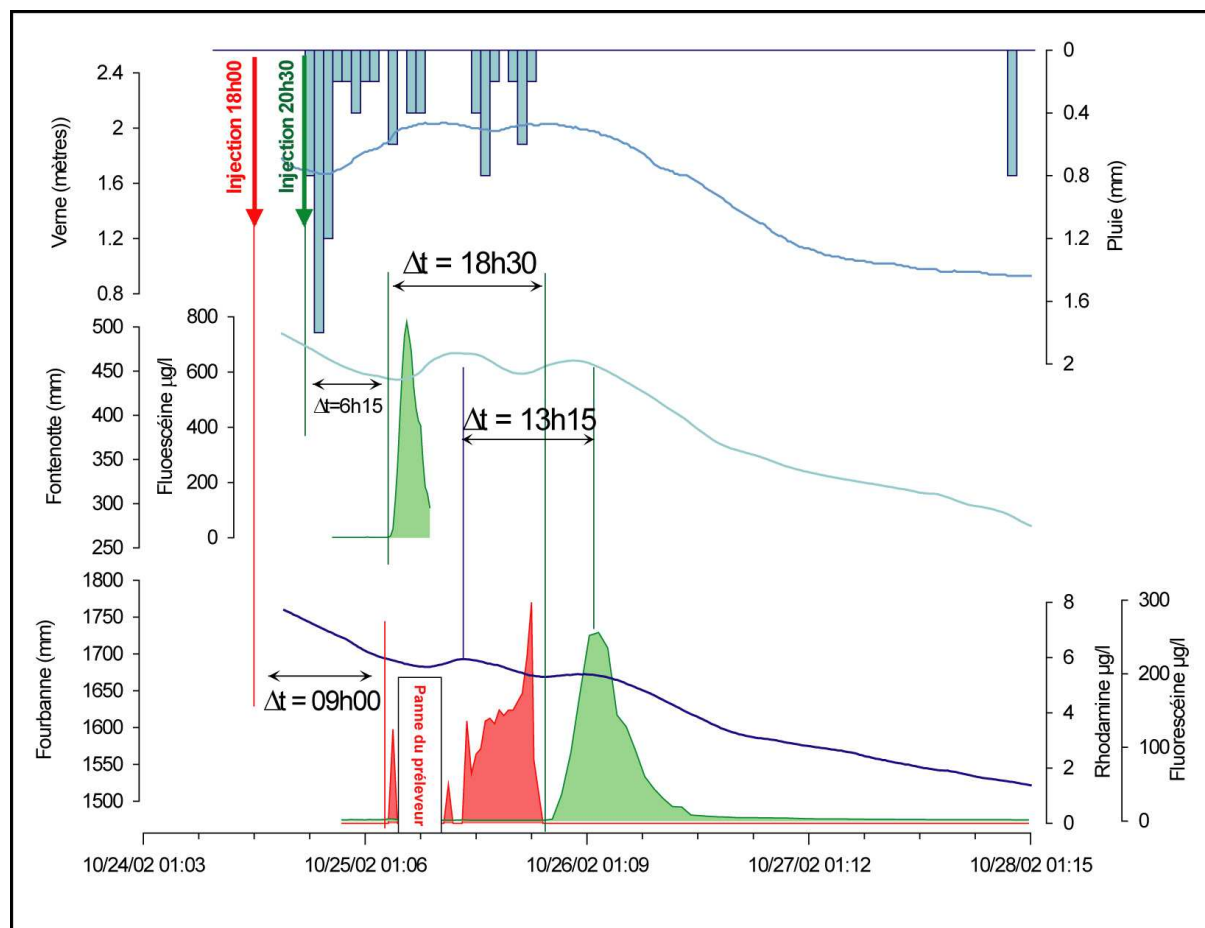


Fig. 3. 20. Courbes de restitution des colorants sur l'ensemble de la crue.

On détecte les premières traces de rhodamine (molécules de rhodamine les plus rapides) à la source, 9 heures après son injection à Grosbois (**Fig. 3.20. et Tableau. 3.4.**). La restitution de la rhodamine se fait sous forme de pics et de "bouffées" de colorant. La durée totale de restitution de la rhodamine se fait sur une durée de 15 heures, la concentration maximale mesurée à la source est de $8 \mu\text{g.L}^{-1}$. Un premier pic ($3,4 \mu\text{g.L}^{-1}$) est mesuré 9 heures après l'injection du colorant. Le suivi est ensuite stoppé par une panne de préleveur pendant 3 heures. Une fois le préleveur remis en route, un pic ($1,4 \mu\text{g.L}^{-1}$) est de nouveau mesuré. Ensuite, pendant 1 heure aucune trace de colorant n'est détectée à la source, jusqu'à la dernière bouffée qui s'étend sur 4 heures. Durant cette période, la restitution du colorant affiche une tendance exponentielle, les valeurs de concentration les plus élevées étant mesurées à la source à la fin de la restitution.

Tableau. 3. 4. Calcul du temps de transit des traceurs

Injection		
	Date	Heure
Grosbois rhodamine	24/10/02	18:00:00
Verne fluorescéine	24/10/02	20:30:00

Restitution								
Début de restitution			Fin de restitution		Durée	Concentration maximum		
Date	Heure		Date	Heure	Heures	Date	Heure	valeures µg/l
Fontenotte								
fluorescéine	25/10/02	2:45:00	25/10/02	7:00:00	4:15:00	25/10/02	4:30:00	781
Fourbanne								
fluorescéine	25/10/02	21:15:00	26/10/02	23:45:00	26:30:00	26/10/02	1:15:00	256
rhodamine	25/10/02	3:00:00	25/10/02	18:15:00	15:15:00	25/10/02	18:00:00	8

Transits	
Trajet	Durée
Verne->Fontenotte	6:15:00 heures
Fontenotte->Fourbanne	18:30:00 heures
Verne->Fourbanne	24:45:00 heures
Grosbois->Fourbanne	9:00:00 heures

Les premières traces de fluorescéine sont détectées à Fontenotte 6 heures 15 minutes après l'injection à Verne (**Fig. 3.20, Fig. 3.21. et Tableau. 3.4.**). La restitution du colorant est suivie durant 4 heures et 15 minutes et stoppée suite à l'arrêt de la surveillance. La dernière concentration en fluorescéine mesurée est de 109.3 µg/L. La concentration maximale atteinte est de 781 µg/L (**Fig. 3.22. et Tableau 3.2.**).

L'arrivée de la fluorescéine à Fourbanne commence 18 heures 30 minutes après le passage de la fluorescéine à Fontenotte et 3 heures après la fin de restitution de la rhodamine (**Fig. 3.20.**). Le temps de transit de la fluorescéine, depuis la perte jusqu'à la source, est d'environ 25 heures. La fluorescéine est détectable à la source de Fourbanne pendant 18 heures (**Fig. 3.20.**).

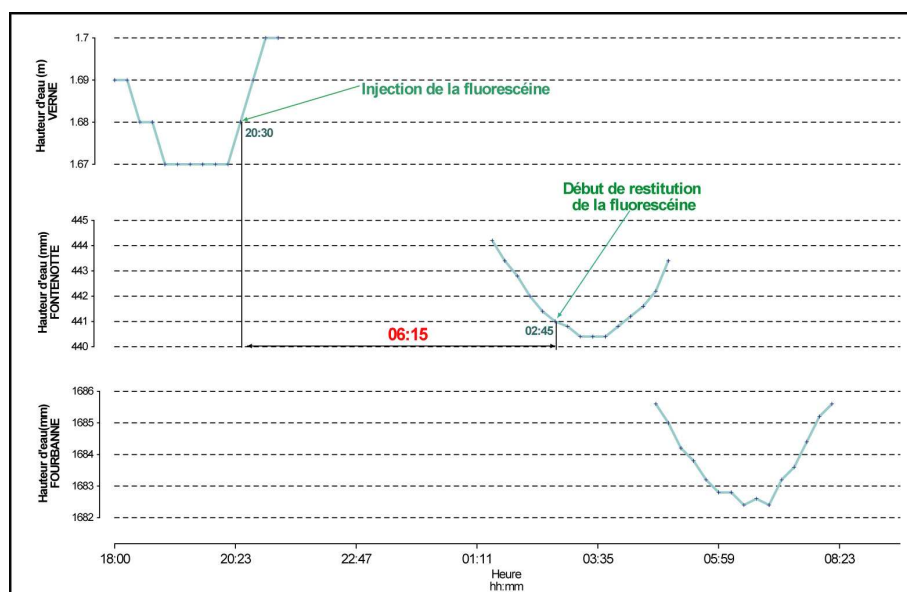


Fig. 3. 21. Temps de transit de la fluorescéine entre Verne et Fontenotte

3.1.3. Séparation hydraulique du transfert de l'onde de crue et du transfert de masse

Intéressons nous d'abord à la restitution de la fluorescéine à Fontenotte et Fourbanne, en comparant l'évolution des hauteurs d'eau sur ces deux points de mesure avec l'évolution de la concentration en colorant mesurée dans l'eau.

L'injection de colorant à la perte de Verne est pratiquement synchrone avec l'élévation du niveau d'eau (**Fig. 3.21.**). Au contraire, ces deux phénomènes sont décalés à Fontenotte, les premières molécules de colorant étant présentes dans la rivière souterraine avec l'augmentation de hauteur d'eau (**Fig. 3.24.**). Ce déphasage nous informe sur le fait que l'eau s'infiltrant à la perte de Verne ne représente qu'une partie des apports du conduit karstique principal. L'onde de crue mesurée à Fontenotte est la somme des apports de plusieurs points d'infiltration directe situés sur les bassins fermés de Verne et Fontenotte (**Fig. 3.12.**). L'arrivée du colorant à Fontenotte avant l'élévation du niveau d'eau montre que l'augmentation du niveau d'eau à Verne n'est pas suffisante, du moins dans sa phase initiale, pour provoquer une augmentation de hauteur d'eau au niveau de la rivière souterraine. Ceci est lié à la période durant laquelle l'expérimentation a été réalisée. L'aquifère est en phase de décrue après une importante recharge (**Fig. 3.16.**). La hauteur d'eau dans la zone non saturée (441 mm) n'est pas encore revenue à sa valeur initiale (83 mm). Ces conditions hydrodynamiques expliquent que l'eau colorée et infiltrée à Verne au début de l'épisode pluvieux ne produit pas une augmentation de hauteur d'eau à Fontenotte lors de la détection des premières traces de colorant.

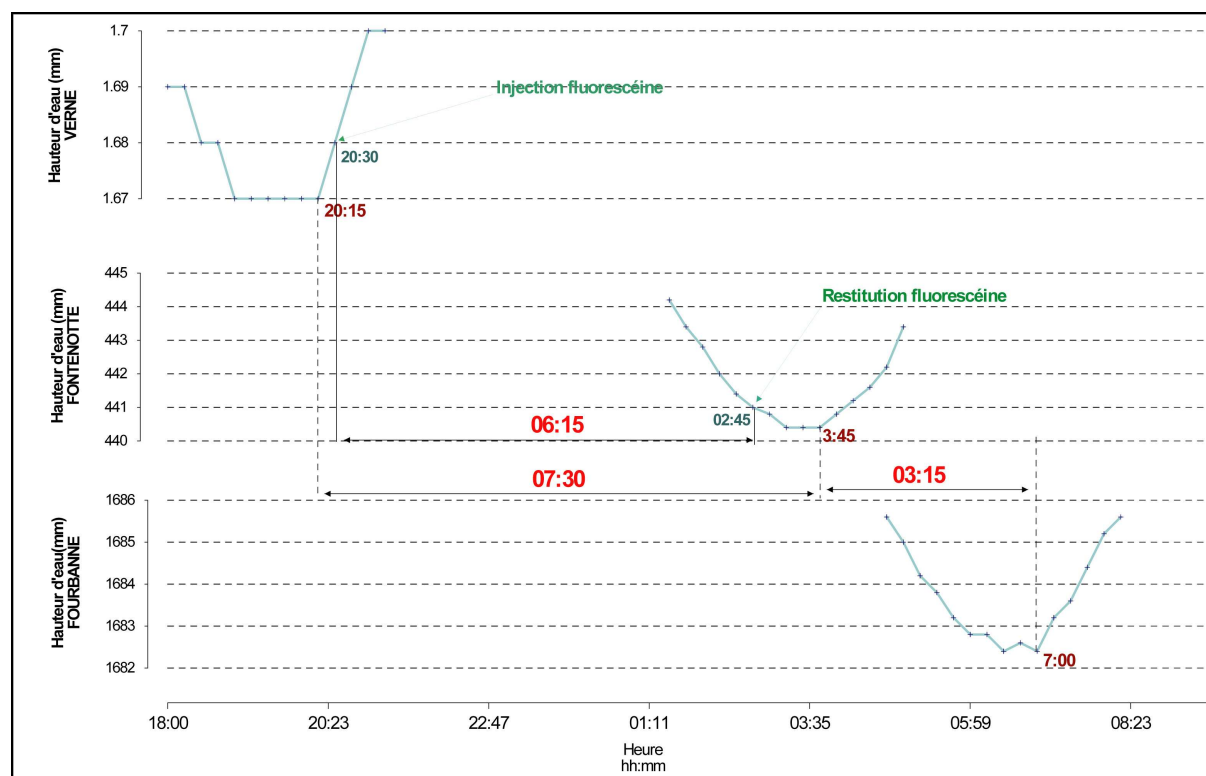


Fig. 3. 22. Délai entre l'évolution des hauteurs d'eau et la restitution du colorant à Fontenotte

La variation de la hauteur d'eau à la source de Fourbanne se fait 13 heures et 15 minutes avant l'arrivée du colorant. Il y a donc un déphasage entre le signal hydraulique induit par l'épisode pluvieux et le transit de l'eau infiltrée. L'augmentation de hauteur d'eau mesurée à Fourbanne n'est donc pas due à l'arrivée de l'eau infiltrée aux pertes pendant l'épisode pluvieux étudié. Si c'était le cas, la restitution du colorant devrait être quasiment synchrone de l'augmentation de hauteur d'eau, comme on le mesure au niveau de la station de mesure de Fontenotte.

Ce déphasage du signal hydraulique et du transit du volume d'eau n'est pas un cas particulier caractéristique de l'expérimentation Crue I. La **figure 3.25.** présente l'évolution de la hauteur d'eau, de la turbidité et de la conductivité électrique de l'eau à Fourbanne mesurées durant l'épisode pluvieux étudié lors de l'expérimentation Crue II. La chute de conductivité électrique résultant de la dilution induite par l'infiltration de l'eau de pluie est mesurée à Fourbanne après l'arrivée de l'onde de crue. On retrouve le comportement mis en évidence avec la fluorescéine lors de la Crue I. Le pic de crue et la plus faible valeur de conductivité, sont ici décalés de 52 heures. De la même manière, l'eau la plus chargée en particules (15 NTU *Unité de Turbidité Néphélométrique*) apparaît à la source en même temps que l'eau la moins minéralisée ($565 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$).

Les suivis à long terme des trois points de mesure montrent que ce phénomène n'est pas exceptionnel, les variations de hauteur d'eau enregistrées à la source ne sont jamais synchrones avec l'arrivée de l'eau infiltrée aux pertes.

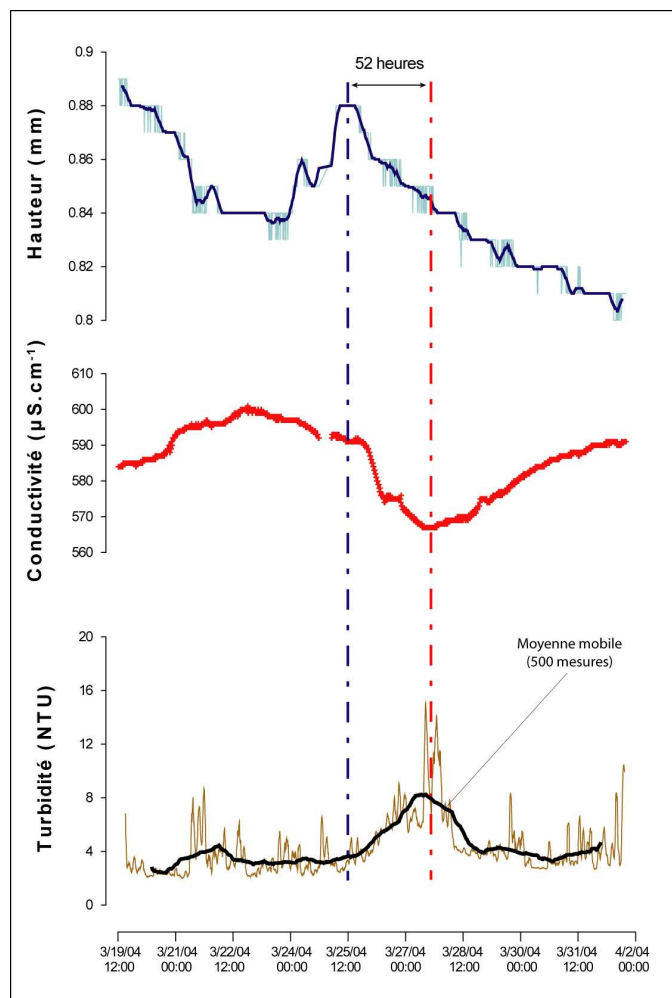


Fig. 3. 23. Suivi de la hauteur d'eau, de la turbidité et de la conductivité électrique de l'eau à la source de Fourbanne durant l'expérimentation Crue II

De manière à expliquer l'origine de ce déphasage, les vitesses de transit de l'eau dans la zone saturée ont été calculées pour les Crues I et II. Les valeurs obtenues sont respectivement de 498 m.h^{-1} pour la Crue I et de 192 m.h^{-1} pour la Crue II. Pour la Crue I, l'augmentation de hauteur d'eau à Fourbanne se fait 3 heures 15 minutes après l'augmentation de hauteur d'eau à Fontenotte. Pour la Crue II, le même décalage hydraulique a une durée de 9 heures. La distance parcourue en aval de Fontenotte par l'onde de crue pendant ces lapses de temps a été calculée pour chaque crue. Pour l'expérimentation Crue I, l'augmentation de hauteur d'eau intervient à Fourbanne lorsque l'onde de crue se situe à 1619 m (+/- 125 m) en aval de Fontenotte. Dans le cas de l'expérimentation Crue II, cette même distance est égale à 1728 m

(+/- 50 m). L'augmentation de hauteur d'eau à Fourbanne se produit donc alors que l'onde de crue se trouve à environ à 3500 mètres de la source.

L'exploration spéléologique du conduit karstique s'est arrêtée à environ 1600 mètres en aval de Fontenotte. Dans cette zone, le conduit devient saturé et ne permet plus d'être visité. Les distances calculées précédemment correspondent à la distance maximale parcourue dans le conduit karstique avant que l'exploration soit stoppée par un siphon noyé. La cohérence entre l'étendue du conduit non saturé et les distances calculées à partir des expérimentations Crue I et II nous laisse supposer qu'un processus hydraulique particulier intervient à environ 1600 mètres de la station de mesure de Fontenotte. De manière à identifier ce phénomène hydraulique intéressons nous à la structure géologique de l'aquifère.

3.1.4. Identification d'une anomalie spatiale de la base imperméable de l'aquifère

Quatre coupes géologiques de l'aquifère (3 coupes de direction Est-Ouest et une coupe Nord Sud) (**Fig. 3.24**) montrent la présence d'un graben en aval de Fontenotte, qui induit un abaissement de la base liasique de l'aquifère. A partir du MNT de la région, une carte de l'altitude du toit du Lias marneux a été réalisée en fonction de la nature des terrains affleurant en surface (**Fig. 3.25**). Le graben, que nous appellerons le graben de la forêt de Grosbois, apparaît clairement et marque une dépression de la base de l'aquifère. Ces bords sont abrupts et affichent un dénivelé d'une centaine de mètres. En surface, ce graben correspond à la dépression à forte concentration de dolines représentée **figure 3.13**. En profondeur, la distance séparant la station de mesure de Fontenotte et l'extrémité nord du graben est de 1613 mètres.

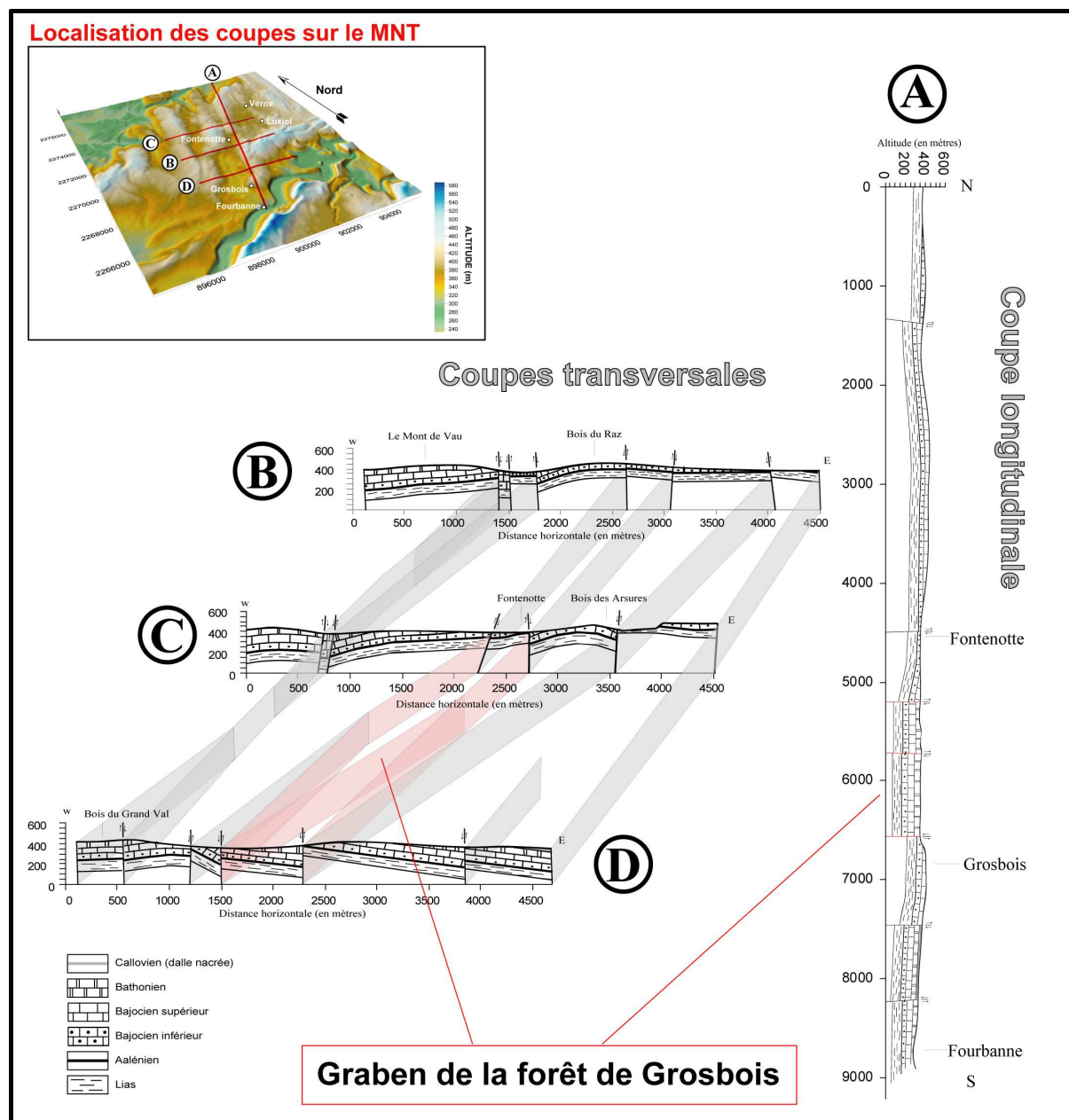


Fig. 3. 24. Coupes géologiques du bassin versant de la source de Fourbanne, mise en évidence d'un graben à l'aval du village de Fontenotte et à l'amont du village de Grosbois

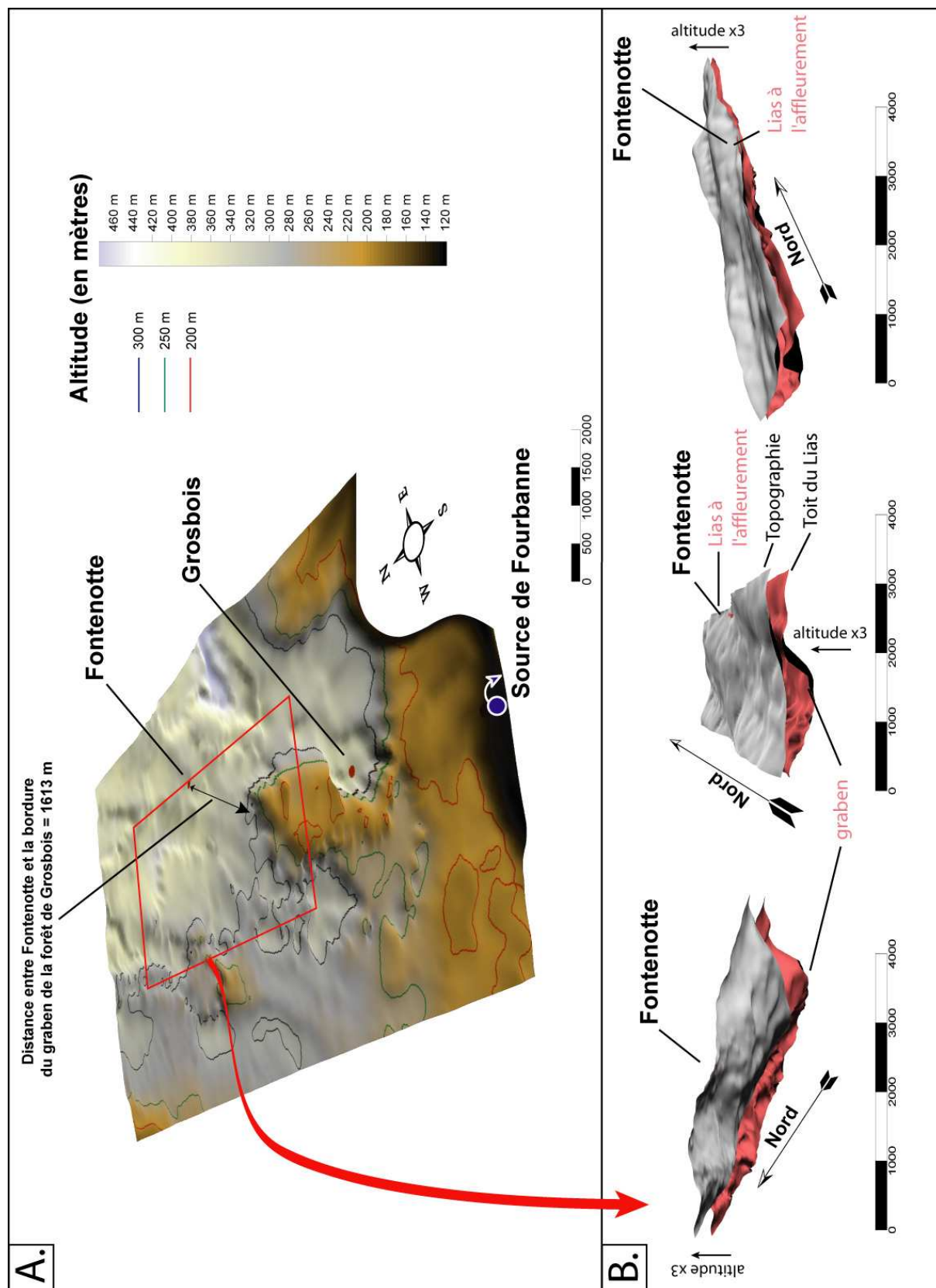


Fig. 3. 25. (A) Topographie du toit du niveau marneux liasique (altitude en mètre NGF). (B) Bloc diagramme représentant la surface topographique et le toit des marnes liasiques au niveau du graben de la forêt de Grosbois

En surface, cet approfondissement de l'aquifère se traduit par le développement d'une morphologie karstique importante (**Fig. 3.13.**). En profondeur, ce graben induit une diminution importante, mais localisée de l'altitude de la base imperméable de l'aquifère de Fourbanne. La distance entre la station de mesure de Fontenotte et le talus marquant la chute d'altitude de la base liasique de l'aquifère est de 1600 mètres environ. Il y a donc correspondance entre les observations spéléologiques, les mesures hydrauliques et l'étude géologique de l'aquifère. Le comportement hydraulique particulier de l'aquifère de Fourbanne semble donc lié à la présence du graben de la forêt de Grosbois qui confère au conduit karstique des caractéristiques hydrauliques particulières.

3.1.5. Identification de la zone saturée de l'aquifère et de ses conséquences hydrodynamiques

Les réponses hydraulique rapides, comme celles mesurée à la source de Fourbanne sont fréquemment observées dans certains systèmes karstiques (*Halihan et al., 1998*) et désignées sous le terme de "crues éclairs". Les auteurs expliquent l'arrivée extrêmement rapide de l'onde de crue à la source par le rétrécissement de la section d'écoulement du conduit. L'arrivée d'une onde de crue dans une portion rétrécie du conduit karstique provoque la saturation du conduit et donc la formation d'un siphon. Comme dans le cas théorique présenté sur la **figure 1.10C**, la réduction du diamètre du conduit induit une augmentation de la vitesse ce qui réduit le temps d'arrivée de l'onde de crue à la source. *Ford et Williams (1989)* précisent que ce type de réponses hydrauliques peuvent être attendues dans les aquifères karstiques où le système de drainage est bien développé.

Cependant, dans le cas de la source de Fourbanne, il paraît difficile d'expliquer le déphasage mesuré par un simple rétrécissement du conduit. Ce type de mécanisme existe en amont de Fontenotte mais forme des siphons très localisés. Expliquer le déphasage mesuré à Fourbanne de cette manière impliquerait que le conduit karstique ait une morphologie, dans sa partie aval, totalement différente de celle observée dans sa partie amont et que cette caractéristique soit constante sur plusieurs kilomètres.

L'étude géologique de la base de l'aquifère permet de fournir une explication plus adaptée à l'aquifère karstique de Fourbanne. La dépression liasique mise en évidence constitue un "réservoir tampon" où s'accumule l'eau et qui forme ainsi une zone saturée importante. Dans

le secteur du graben de Grosbois, la zone saturée de l'aquifère s'épaissit considérablement à la faveur d'un affaissement de la base marneuse de l'aquifère.

La **figure 3.26** présente, de manière schématique, le processus hydraulique mis en cause. L'onde de crue arrive à l'entrée de la zone saturée (distante d'environ 1600 mètres de la station de Fontenotte) après avoir parcouru, en écoulement libre, l'ensemble du réseau karstique exploré. Le conduit saturé en eau fonctionne alors comme un système de vases communicants. L'entrée de la zone saturée et la source étant en équilibre avec la pression atmosphérique, l'équation de Bernouilli s'équilibre par une augmentation du niveau d'eau à la source (**Fig.3.26**). Le signal hydraulique mesuré à la source est donc commandé par les perturbations du niveau d'eau à l'entrée du conduit dans la zone saturée. L'eau infiltrée pendant l'épisode pluvieux n'arrivera à l'exutoire qu'environ treize heures plus tard pour la crue I, et avec 52 heures de retard pour la Crue II.

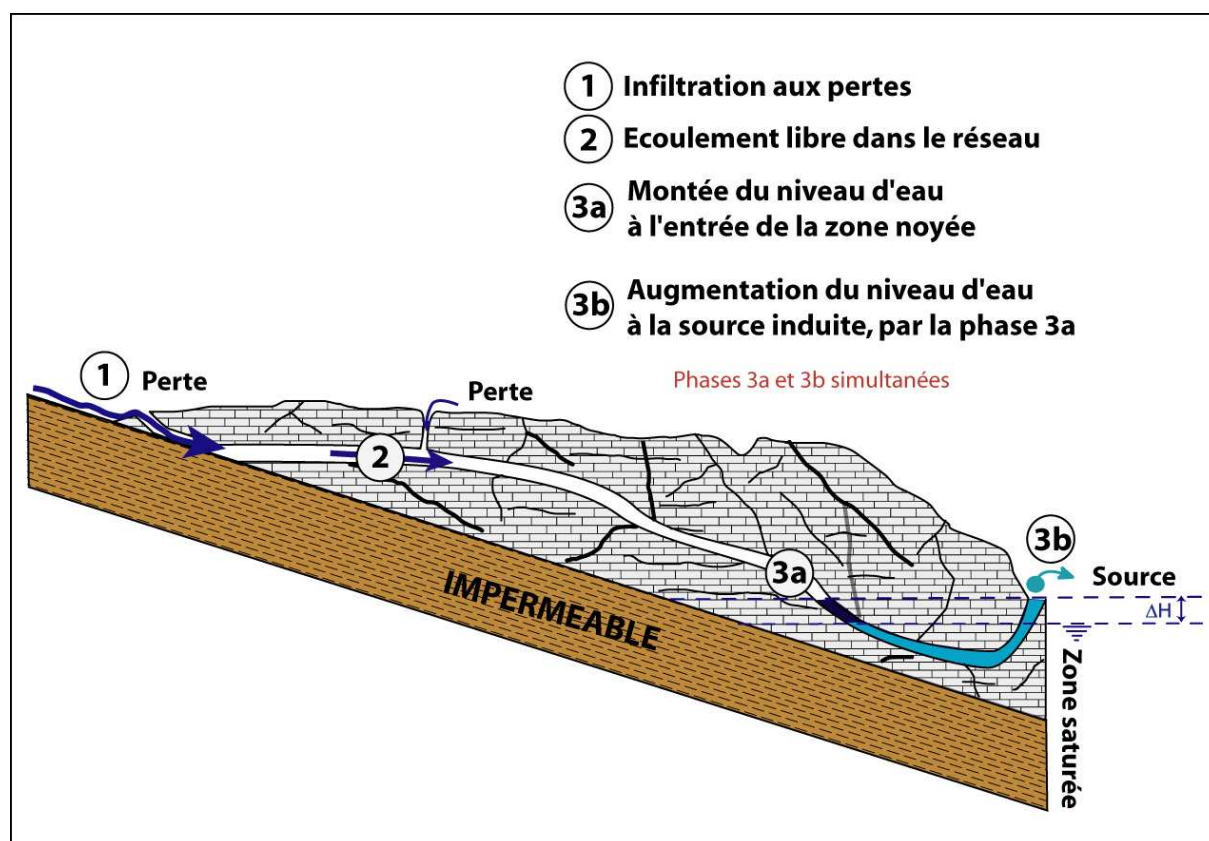


Fig. 3. 26. Modèle conceptuel du transfert de pression mesuré à travers la zone saturée de l'aquifère de Fourbanne.

Cette expérimentation fournit aussi des résultats intéressants sur l'origine de la charge particulière à la source de Fourbanne. La synchronisation entre la valeur de turbidité la plus

élevée et la valeur de conductivité électrique la plus faible démontre que la majeure partie de la charge particulière présente dans l'eau provient des bassins fermés situés au Nord-Est du bassin versant. En effet, la dilution principale est la conséquence de l'infiltration d'eau peu minéralisée aux pertes. Le caractère simultané du maximum de turbidité et du minimum de conductivité marque une même origine pour ces deux signaux. Il apparaît que l'augmentation de charge dans le conduit et le transfert de pression à la source ne provoquent pas une mise en suspension importante de particules. Durant l'augmentation de hauteur d'eau à Fourbanne la turbidité mesurée ne dépasse pas le bruit de fond. Ces mesures sont confirmées par des observations de terrain qui révèlent que l'augmentation du débit à la source n'est pas accompagnée d'une augmentation de turbidité. Le début des crues à Fourbanne mobilise de l'eau "claire" qui correspond à l'eau présente dans la zone saturée, expulsée par l'augmentation de la charge à l'aval de Fontenotte.

Le suivi hydraulique de l'aquifère de Fourbanne couplé à une analyse géologique de la partie aval du bassin versant de la source de Fourbanne, a mis en évidence la présence d'une zone saturée importante en amont de la source. Cette tranche saturée de l'aquifère s'est constituée à la faveur d'un abaissement tectonique important de la base marneuse de l'aquifère. Le caractère saturé de cette portion de l'aquifère induit une désynchronisation du signal hydraulique et du signal chimique à la source quelles que soient les conditions hydrodynamiques générales de l'aquifère. Ce mécanisme hydraulique peut-être comparé à celui observé par *Emblanch et al. (1999)* à la fontaine de Vaucluse. Nous allons à présent montrer quelles sont les conséquences de ce contrôle hydraulique de la zone saturée par la zone non saturée sur le comportement hydraulique de la zone noyée. Quelles sont les conséquences de ce mécanisme sur les relations hydrauliques entre le conduit et les volumes peu perméables auxquels il est connecté ?

3.2 Contrôle hydrodynamique du conduit sur l'écoulement des zones moins perméables

3.2.1 Restitution de la rhodamine

La courbe de restitution de la rhodamine mesurée ne correspond pas à une fonction typique de restitution de traceur (*Hauns et al., 2001*) (**Fig. 3.20. et Fig. 3.27.**), comme on peut l'observer par exemple avec la fluorescéine.

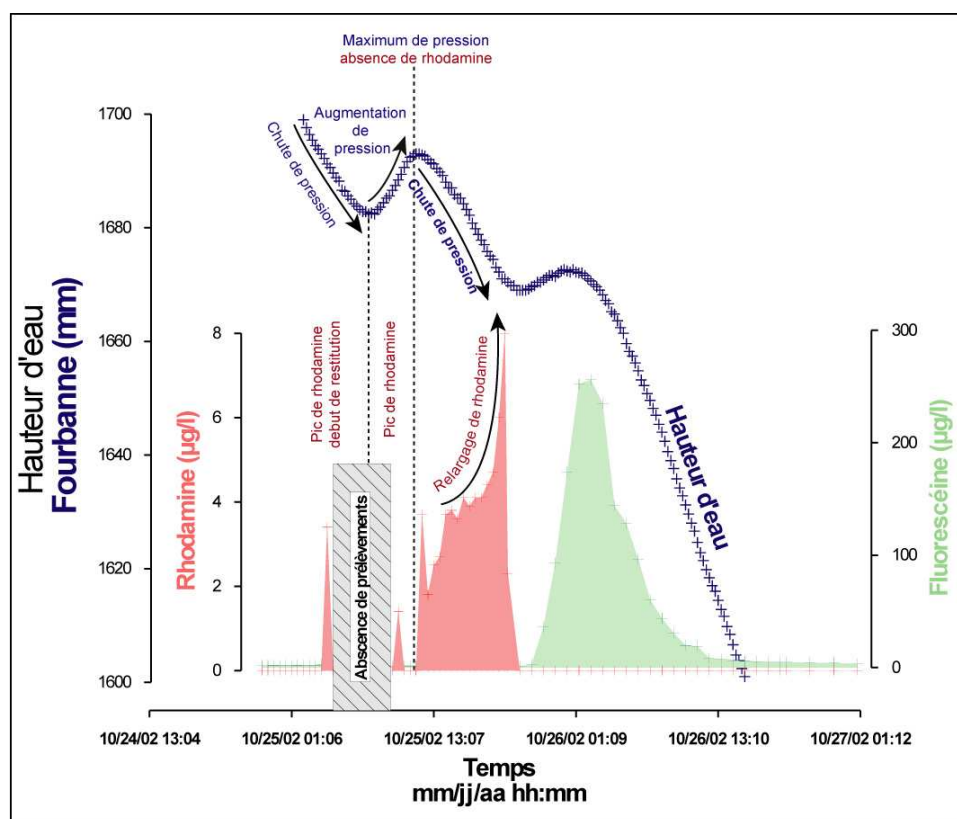


Fig. 3. 27. Restitution de la rhodamine : contrôle hydraulique

Le mode de restitution de la rhodamine (**Fig. 3.27.**), étant donné les travaux réalisés sur les courbes de restitution de traceurs (*Jeannin, 1996; Hauns et al., 2001*), ne peut s'expliquer par la morphologie de la surface d'écoulement dans le conduit. La restitution de la rhodamine est donc contrôlée par d'autres mécanismes.

3.2.2 Contrôle de la restitution de la rhodamine par la pression d'eau dans le conduit

Nous allons considérer que l'évolution des hauteurs d'eau à la source est représentative des évolutions de pression dans le conduit saturé. On remarque sur la **figure 3.27.** que l'évolution de la hauteur d'eau à Fourbanne a un comportement inverse à celui de l'évolution des teneurs en rhodamine. Concentrons-nous sur la dernière bouffée de restitution de colorant. La **figure 3.28** présente l'évolution de pression dans le conduit en fonction de la concentration mesurée à la source. Les points représentés sur ce graphique correspondent aux échantillons prélevés entre la valeur de hauteur d'eau maximale du premier pic de crue et la fin de restitution de la rhodamine. Les échantillons prélevés pendant l'heure de montée de crue ne présentent aucune trace du colorant. Lorsque la pression est élevée dans le conduit (**Fig. 3.28.**), un groupe d'échantillons présente des concentrations en rhodamine comprises entre 1,8 et 3,8 $\mu\text{g.L}^{-1}$. Dès que la pression commence à chuter dans le conduit, les concentrations en colorant marquent une légère augmentation entre 3,8 et 4,4 $\mu\text{g.L}^{-1}$. Dès que la hauteur d'eau à la source passe en dessous de 1680 m, la concentration en rhodamine augmente rapidement de 4,4 à 8 $\mu\text{g.L}^{-1}$. La dernière concentration mesurée en rhodamine est égale à 2,3 $\mu\text{g.L}^{-1}$ et fait suite à la concentration maximale mesurée.

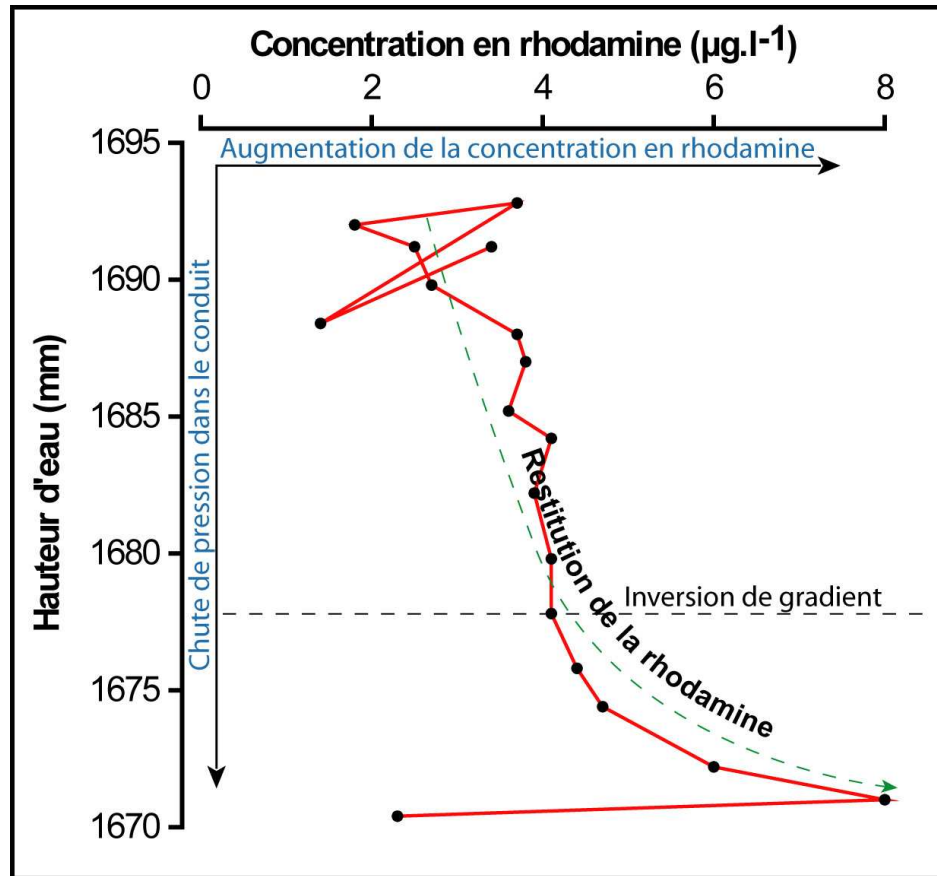


Fig. 3. 28 Evolution de la concentration en rhodamine en fonction de la hauteur d'eau mesurée à la source.

Il apparaît que l'évolution de la concentration en rhodamine est fortement liée à l'état de charge du conduit. Lorsque la pression est maximale, la restitution de la rhodamine est stoppée. Elle reprend lorsque la pression se stabilise. Les concentrations en rhodamine augmentent ensuite, d'abord lentement puis rapidement lorsque la pression chute. Comme nous l'avons vu précédemment (**Fig. 3.26.**), une augmentation de la hauteur d'eau à l'entrée de la zone saturée se fait immédiatement ressentir à la source. Mais l'évolution de la concentration en rhodamine laisse supposer que cette variation de hauteur d'eau a aussi une influence au cœur de la zone saturée, sur la relation hydraulique entre le conduit et les fractures le juxtaposant.

Si l'on considère le système décrit **figure 3.29.**, à l'étiage, on peut écrire l'égalité suivante d'après le théorème de Bernouilli, en tenant compte des pertes de charge :

$$h_A + \frac{P_A}{\rho g} + \frac{V_A^2}{2g} = h_B + \frac{P_B}{\rho g} + \frac{V_B^2}{2g} + \text{pertes de charge} \quad (1)$$

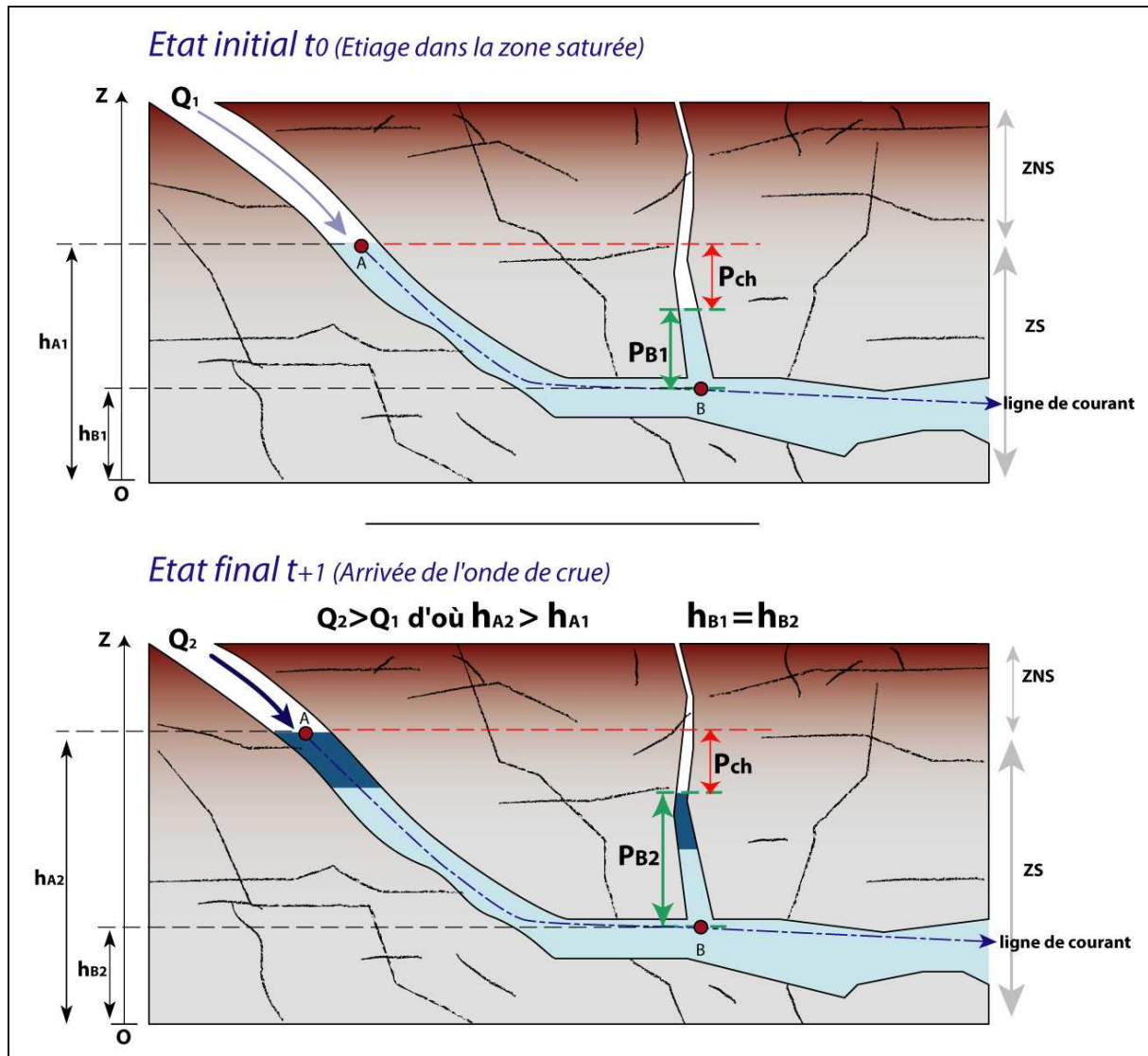


Fig. 3. 29. Evolution de la pression au sein de la zone saturée, lors de l'arrivée d'une onde de crue depuis la zone non saturée

Lors de l'arrivée d'une onde de crue, le niveau d'eau augmente à l'entrée de la partie saturée du conduit : $h_{A2} > h_{A1}$.

On peut écrire :

$$P_B = (h_A - h_B) \rho g - \frac{V_B^2}{2} \rho - (Pch) \rho g \quad (2)$$

L'énergie potentielle de la particule d'eau au point B est constante. L'évolution de pression en B dépend donc de l'énergie potentielle de la particule A (h_{A2}) et de la vitesse de la particule

au point B. La vitesse de la particule en B est dépendante de la charge et donc de l'énergie potentielle de la particule A. Une augmentation de hauteur d'eau en A provoque donc une augmentation de pression au point B.

Cependant, *in situ* la fracture verticale représentée sur la **figure 3.29**. est alimentée depuis la surface et par la zone non saturée. A l'étiage, un état d'équilibre s'instaure donc entre la pression en A et en B, le conduit drainant les fractures qui l'entourent. A l'occasion d'une crue, les fractures en connexion avec la surface voient leur charge augmenter. Pour que le conduit alimente ces secteurs moins perméables, il est donc nécessaire que l'énergie potentielle en A soit supérieure à la pression en B, de manière à induire une inversion de gradient hydraulique. Avant l'arrivée de l'onde de crue en A, le gradient hydraulique induit un écoulement des fractures verticales en direction du conduit (**Fig. 3 30.**). L'arrivée de l'onde de crue au point A provoque une inversion de gradient pendant le pic de crue (**Fig.3.30.**). Cette inversion de gradient induit un blocage de l'alimentation des zones environnant le conduit. Une fois l'inversion de gradient terminée, les fractures entourant le conduit le réalimentent. Sur la **figure 3.28** l'augmentation de la concentration en rhodamine est attribuée à la fin de la période d'inversion de gradient. On obtient le modèle de restitution de la rhodamine présenté **figure 3.30**. qui permet d'expliquer l'allure particulière de la courbe de restitution de rhodamine mesurée à Fourbanne.

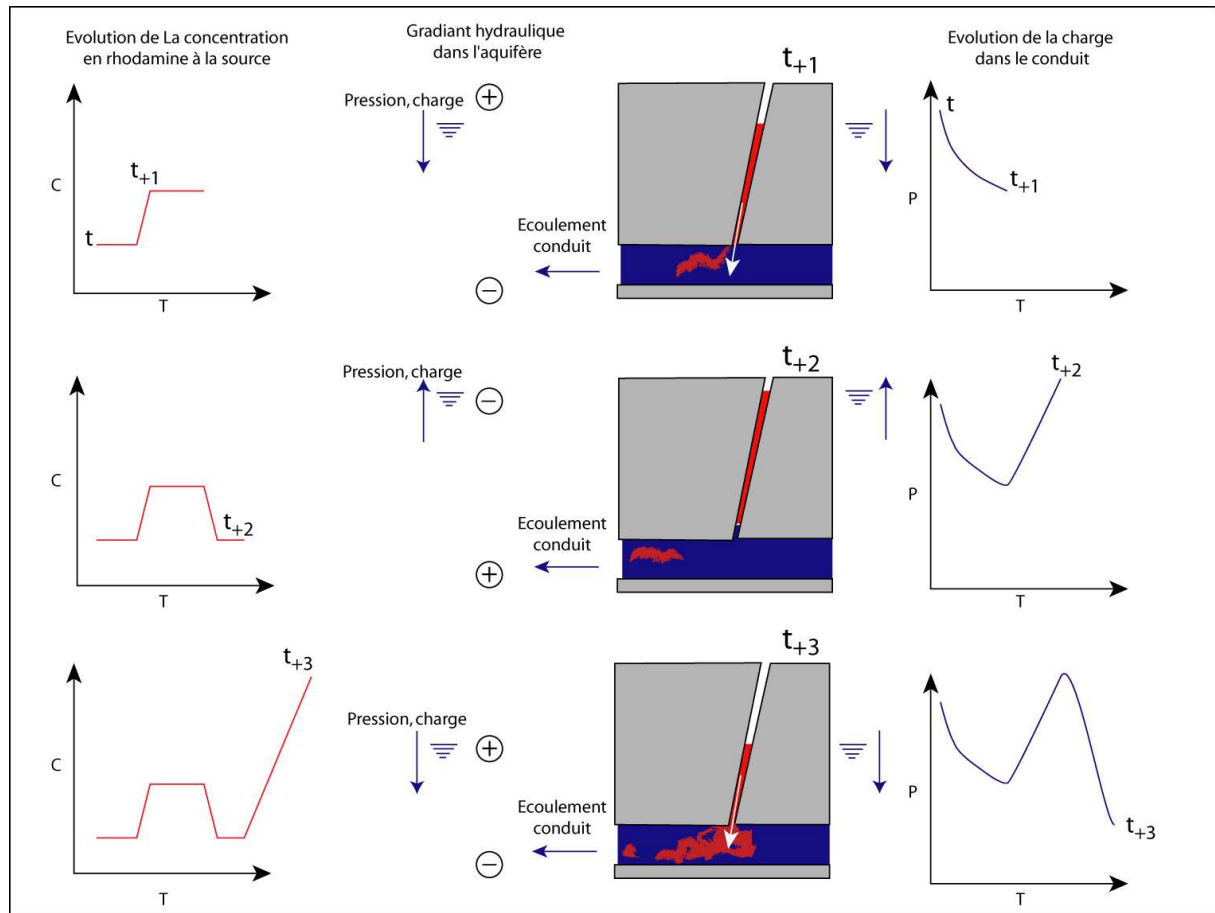


Fig. 3. 30. Mécanisme hydraulique entre le conduit et les volumes peu perméables, permettant d'expliquer la restitution de la rhodamine à Fourbanne.

En période de crue, la zone non-saturée de l'aquifère de Fourbanne induit donc des modifications hydrauliques importantes au sein de la zone saturée. L'analyse des variations de hauteur d'eau à la source et l'étude de la restitution des colorants injectés en surface l'ont démontré. Ces perturbations se matérialisent par un transfert de pression à travers la zone saturée qui provoque un déphasage à la source entre l'évolution de pression et le transit des volumes d'eau. Ce transfert de pression perturbe, par inversion de gradient, les échanges entre les différentes zones de perméabilité contrastées présentes dans la zone noyée.

3.2.3 Interactions hydrauliques entre le conduit et les zones moins perméables qui l'entourent en milieu saturé

Jeannin (1996) a mis en évidence le même type de comportement que celui que nous venons de démontrer. La différence avec notre étude réside dans le fait que le cas étudié par *Jeannin (1996)* concerne un conduit non saturé à écoulement libre avant la crue. L'auteur montre que, lors de l'inversion de gradient hydraulique une alimentation des volumes peu perméables (VPP) par le conduit intervient. Alors qu'avant et après la crue les volumes peu perméables situés sous le conduit sont drainés par ce dernier.

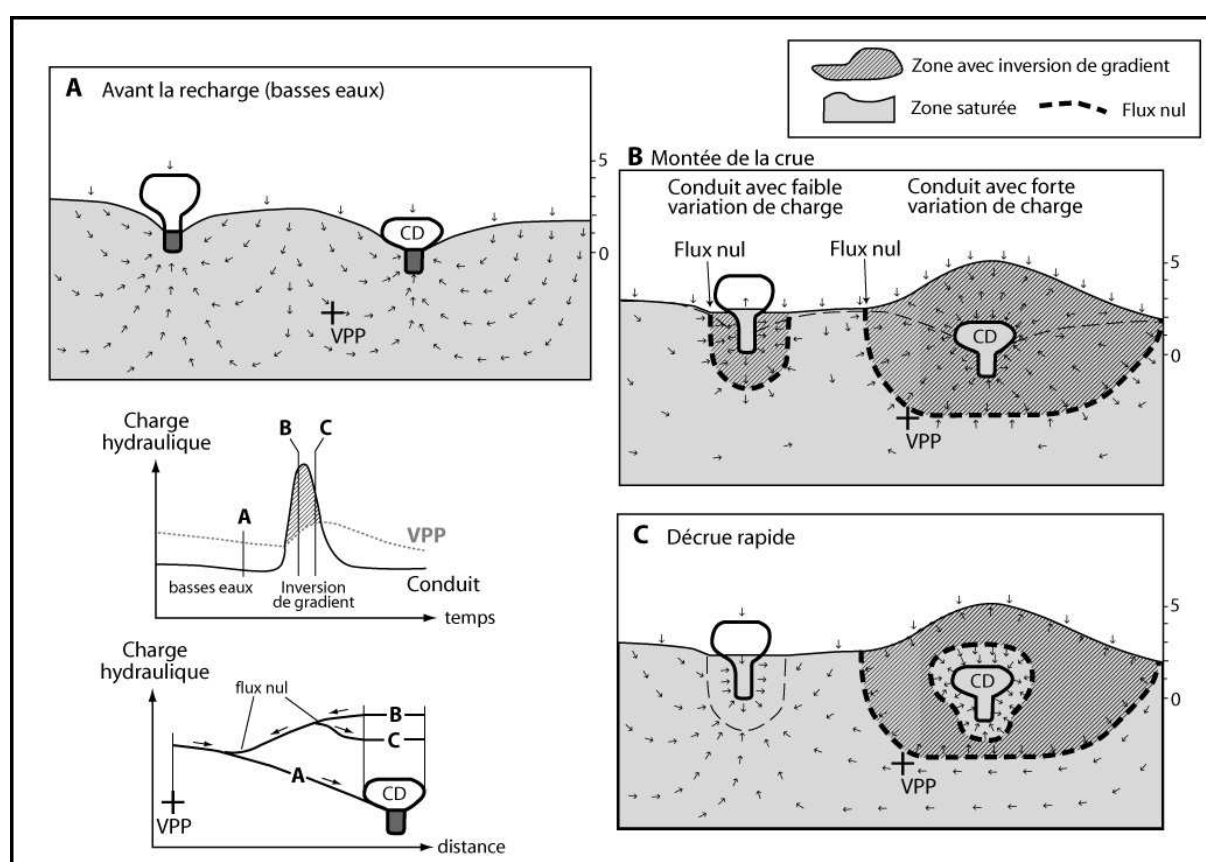


Fig. 3. 31 Interactions entre le conduit et les volumes de roches peu perméables en zone non-saturée (*Jeannin, 1996*)

La **figure 3.32.** représente l'évolution des gradients hydrauliques entre le conduit et les volumes peu perméables qui l'entourent, au cours d'une crue, dans la zone saturée de l'aquifère de Fourbanne. L'augmentation de la charge à l'entrée du conduit produit une inversion de gradient hydraulique et un blocage de l'écoulement en provenance des secteurs peu perméables.

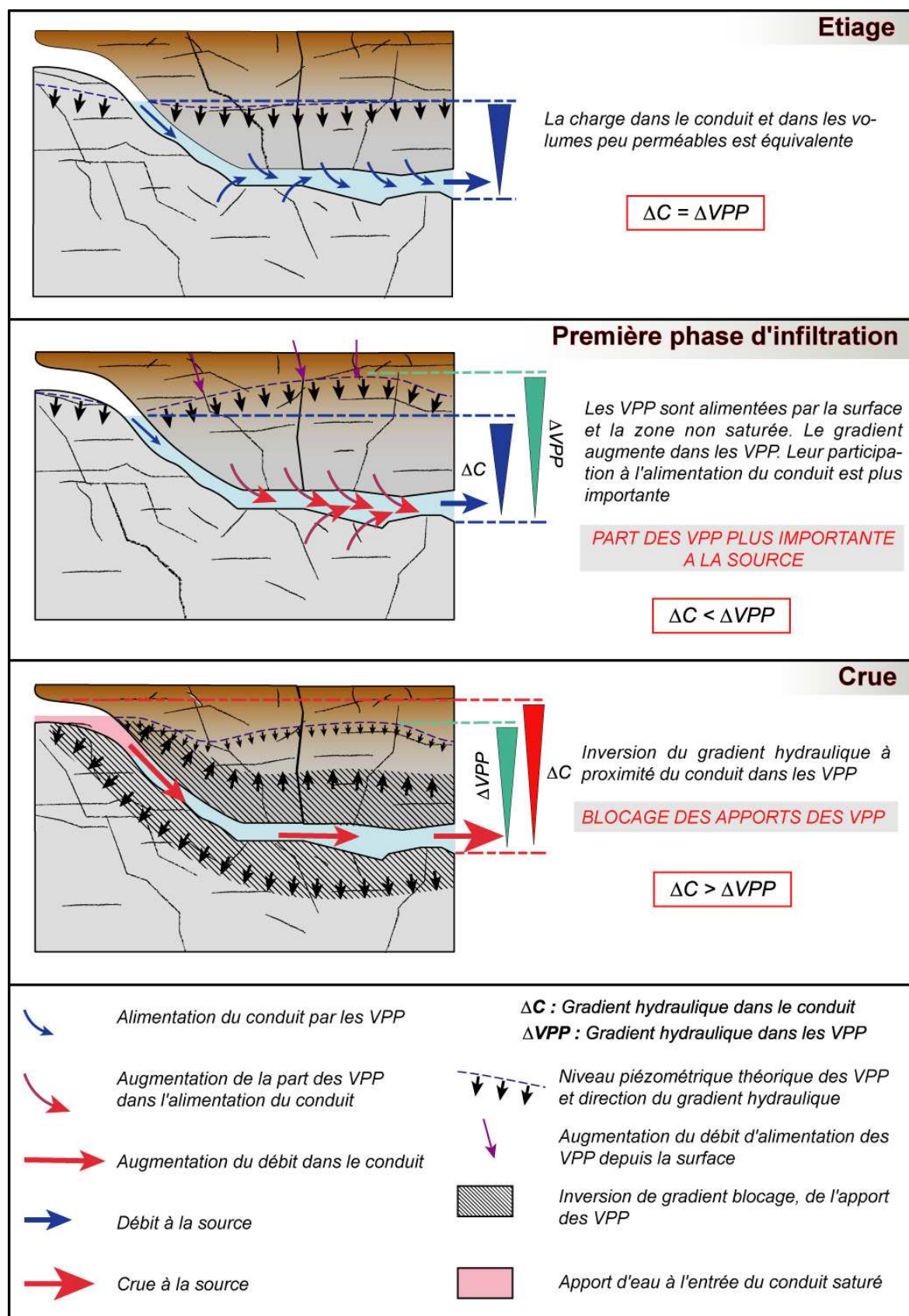


Fig. 3. 32 Interactions hydrauliques entre le conduit et les volumes peu perméables en milieu saturé.

De la même manière que dans l'aquifère de Coaraze, les conduits perméables constituent des limites hydrauliques à charge variable pour les secteurs peu perméables. Les échanges entre ces deux entités sont régis par l'évolution de pression dans le conduit, elle-même contrôlée par le débit de la zone non-saturée. On peut ainsi affirmer que l'état hydraulique de la zone saturée est contrôlé par l'infiltration concentrée aux pertes ainsi que par la vitesse de transit des volumes d'eau dans la zone non-saturée.

Quels effets sur le comportement hydrochimique de l'aquifère et le transit des éléments anthropiques ce contrôle hydraulique va-t-il avoir ? Quel rôle vont jouer les mécanismes hydrauliques mis en évidence sur les échanges drain/matrice et le transport d'un éventuel polluant ? C'est ce que nous allons étudier, en nous intéressant au comportement hydrochimique de l'aquifère de Fourbanne.

4 Apport de l'étude du fonctionnement hydrogéochimique de l'aquifère de Fourbanne aux modalités d'échanges entre le conduit et les zones peu perméables.

4.1 *L'aquifère de Fourbanne, un aquifère superficiel de la Vallée du Doubs, à faible temps de séjour*

4.1.1 Situation hydrochimique régionale

Les études hydrogéologiques précédemment réalisées à l'échelle de la vallée du Doubs ont permis de différencier deux grands types d'aquifères à partir de l'analyse de leur signal hydrochimique (Charmoille, 2000; Robbe, 2001; Mudry et al., 2002; Celle-Jeanton et al., 2003). Ces deux grandes familles d'aquifères se sont développées dans les calcaires du Jurassique Moyen. Leur différenciation hydrochimique est le résultat de la structure tectonique particulière de la vallée du Doubs. En certains points de la vallée, notamment à l'aplomb du Doubs (Riv.), le Jurassique moyen se trouve sous l'altitude de la rivière et, il est surmonté par les terrains du Jurassique supérieur, non érodés. Ces aquifères sont accessibles par forage (**Fig. 3.33.**). Dans d'autres zones géographiques de la vallée, notamment sur les bordures au niveau des Avants-Monts, le Jurassique moyen est à l'affleurement (**Fig. 3.33.**). C'est le cas de l'aquifère de Fourbanne. L'étude à partir de plusieurs campagnes de prélèvements chimiques de ces deux types d'aquifères a permis la mise en évidence de deux signatures hydrochimiques différentes, qui impliquent deux comportements hydrogéologiques différents. On différencie des aquifères superficiels marqués par de fortes teneurs en éléments d'origine anthropique NO_3^- , et COT (Carbone Organique Total) (Charmoille, 2000; Robbe, 2001; Mudry et al., 2002; Celle-Jeanton et al., 2003), et des aquifères profonds à faible teneur en éléments anthropiques et forte teneur en éléments caractéristiques de l'aquifère, marqueurs d'un temps de séjour prolongé.

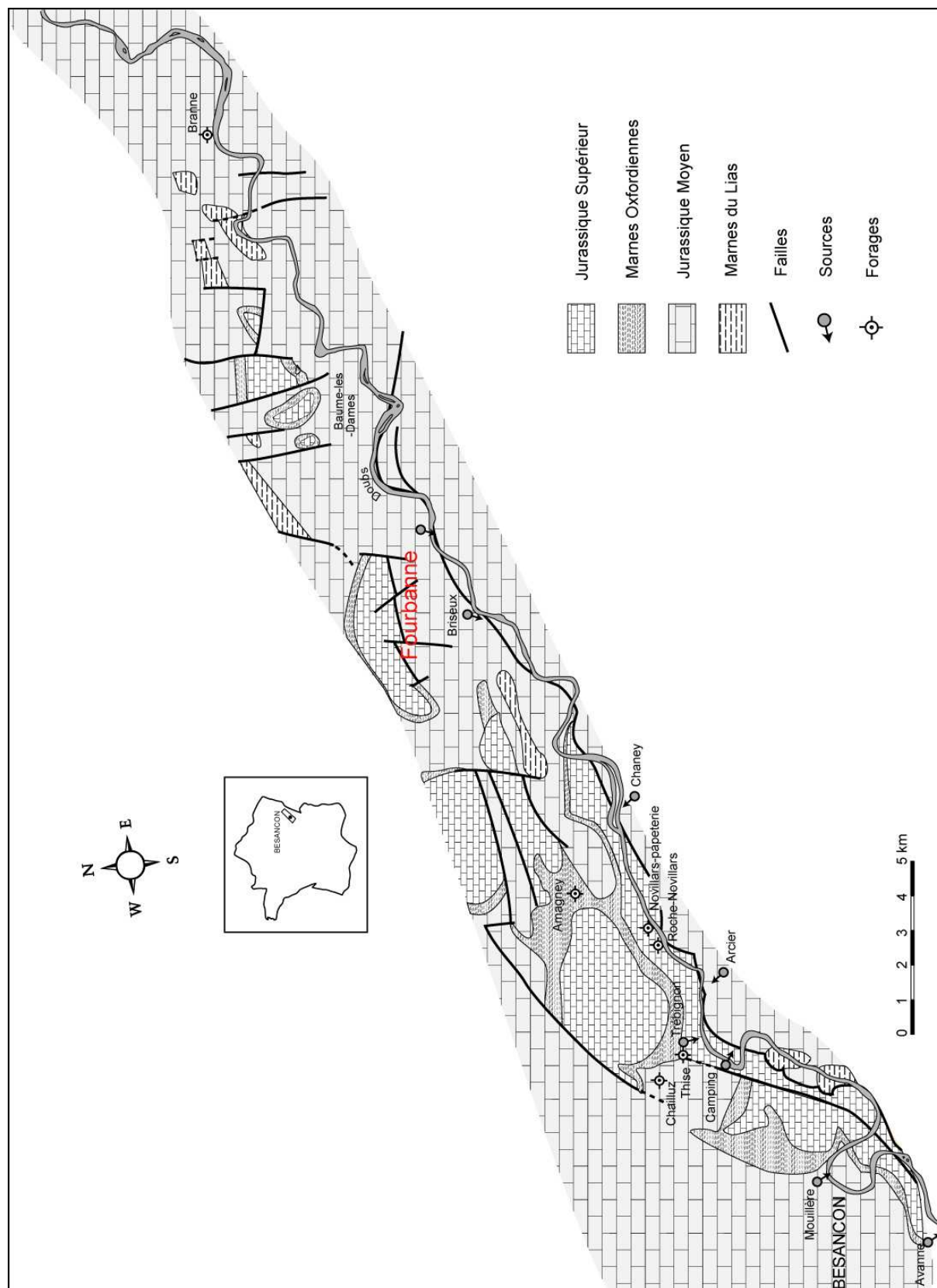


Fig. 3. 33. Localisation des principales sources et forages de la vallée du Doubs représentés sur la carte géologique simplifiée (Charmoille, 2000; Mudry et al., 2002).

4.1.2 Temps de séjour de l'eau de l'aquifère

L'aquifère de Fourbanne est un aquifère superficiel (Charmoille, 2000; Mudry et al., 2002). Les différentes campagnes hydrochimiques ont permis de réaliser un modèle du temps de séjour de l'eau de l'aquifère en fonction des teneurs du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} mesurées dans chaque famille d'aquifère (Mudry et al., 2002) (Fig.3.34).

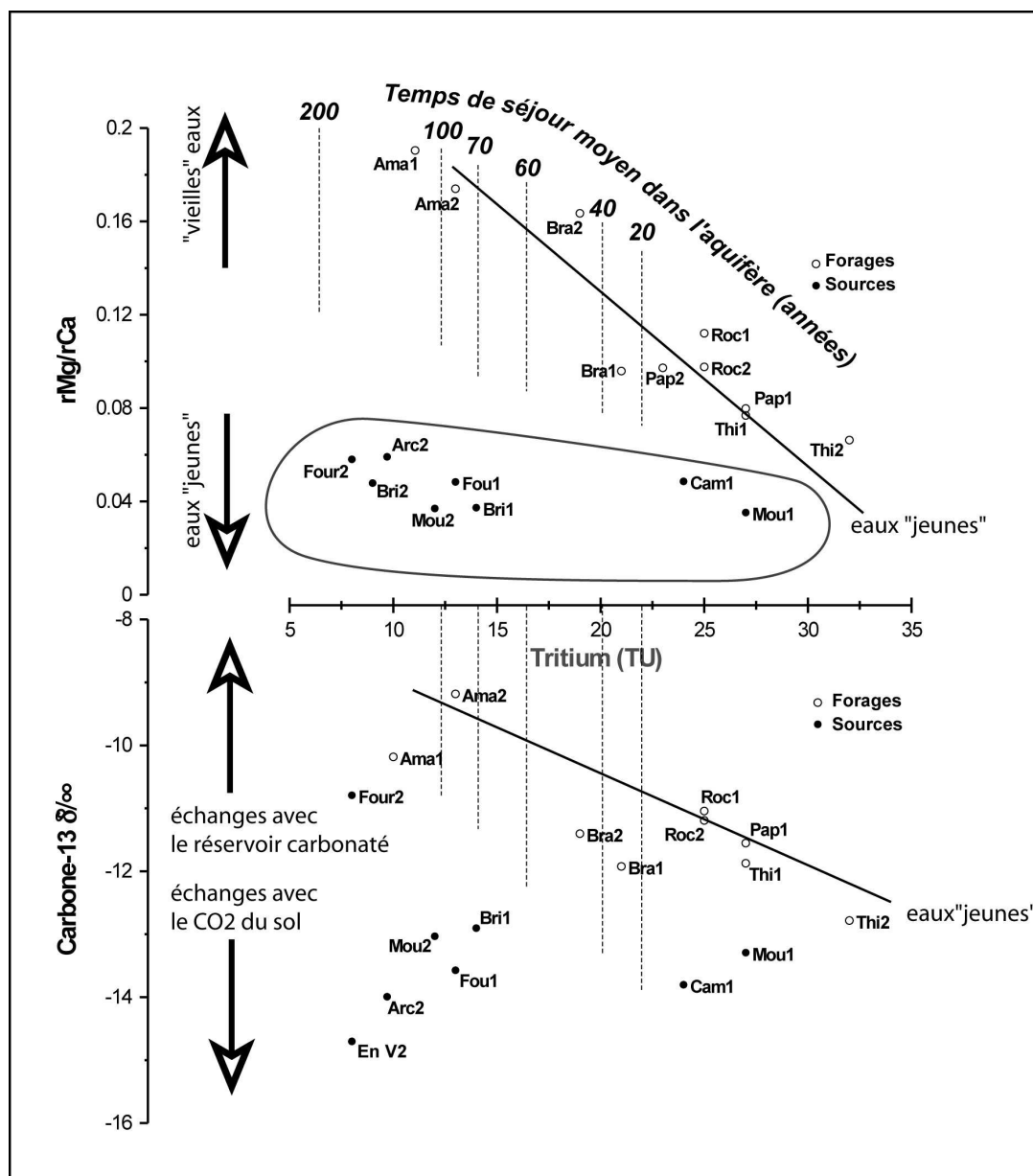


Fig. 3. 34 Karst de la vallée du Doubs, rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} en fonction du tritium et du carbone 13 (Mudry et al., 2002).

Il apparaît que les aquifères drainés par des sources situées en bordure de la vallée du Doubs ont un temps de séjour moyen inférieur à 10 ans, et une signature en $\delta^{13}\text{C}$ marquée par l'influence du sol (**Fig.3.34.**). Au contraire, les aquifères situés sous le niveau du Doubs, et dont l'aire de recharge est encore mal définie (*Robbe, 2001*) ont un temps de séjour élevé, supérieur à 10 ans pouvant atteindre 100 ans au niveau de certains forages, ainsi d'une signature en $\delta^{13}\text{C}$ marquée par l'influence de l'aquifère (**Fig.3.34.**). Les aquifères superficiels tels que celui de la source du Briseux ou de Fourbanne montrent à l'étiage un comportement hydrochimique se rapprochant parfois du groupe des aquifères profonds (*Celle-Jeanton et al., 2003*). Ceci n'est pas le signe d'échanges entre les deux types d'aquifères, mais la preuve de la présence, au sein d'aquifères superficiels, de zones de stockage à long temps de séjour. Il faut noter qu'à Fourbanne l'influence anthropique de surface se fait moins ressentir qu'au niveau d'autres aquifères superficiels (*Charmoille, 2000*).

De par leur structure fortement hétérogène, les aquifères de type karstique sont parcourus par des eaux aux temps de séjours très contrastés. Les traçages réalisés durant l'épisode de Crue I, nous fournissent le temps de séjour minimal de l'eau. Ce temps de séjour se réduit à quelques heures. Les temps de résidence de l'eau obtenus à l'aide de l'étude hydrochimique (**Fig. 3.34.**) (*Mudry et al., 2002*), correspondent donc à une durée de séjour moyen de l'eau dans l'aquifère.

Les études précédemment réalisées sur l'aquifère de Fourbanne et les traçages présentés précédemment mettent clairement en évidence la coexistence d'eau à long temps de séjour avec des eaux à très courts temps de séjour, dans l'aquifère karstique de Fourbanne.

L'objectif du travail qui va suivre est de localiser ces différents volumes d'eau, de définir leur provenance ainsi que leur mode de circulation dans l'aquifère. Pour ce faire, nous allons utiliser l'outil hydrochimique.

4.2 Signal chimique contrasté de la source de Fourbanne

Durant l'expérimentation Crue I, deux grands types de chimiogrammes ont été enregistrés à la source (**Fig. 3.35.**). Si l'on excepte les ions HCO_3^- , Ca^{2+} et K^+ , l'évolution des concentrations des éléments majeurs restants, suit, à la source, deux types d'évolution.

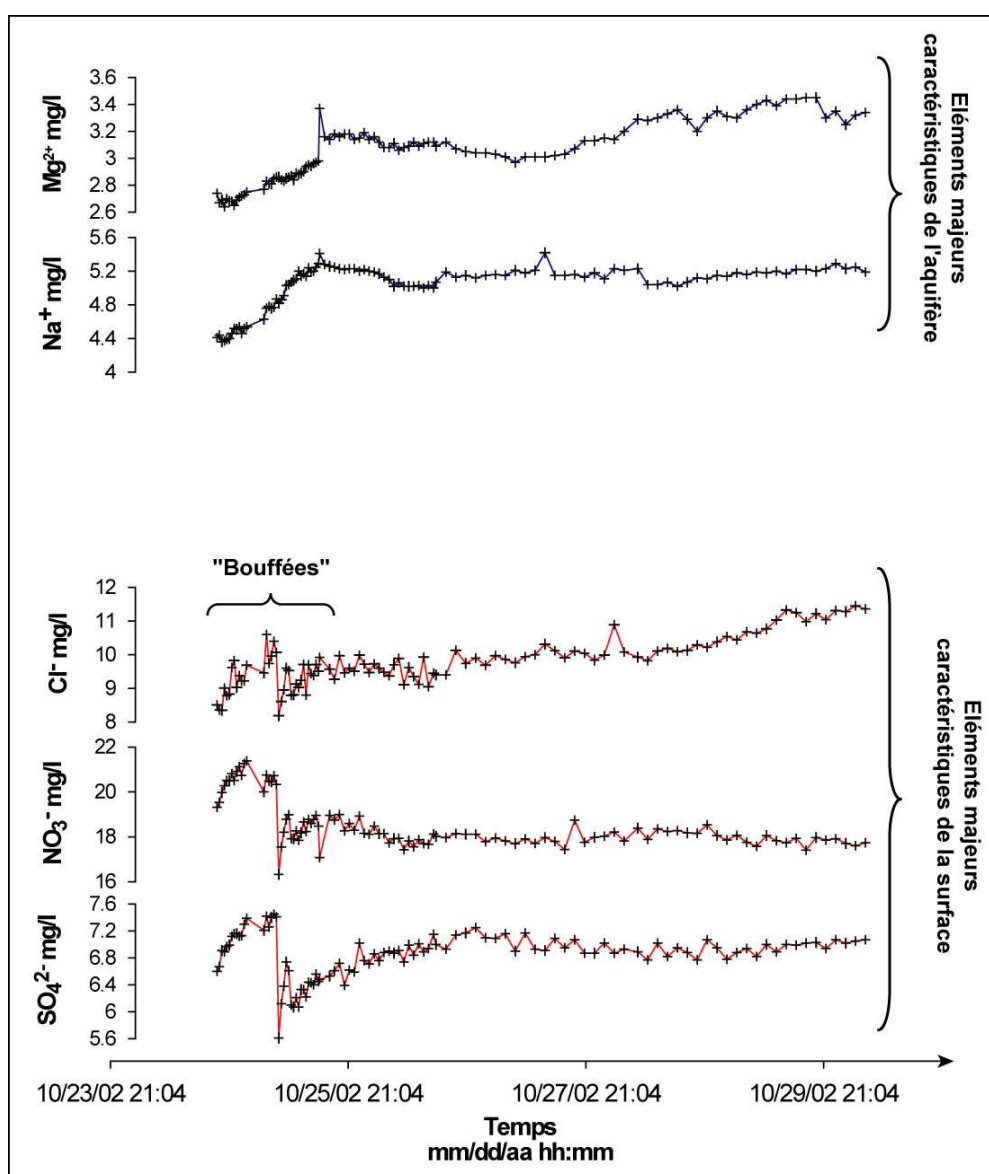


Fig. 3. 35. Familles de chimiogrammes enregistrés à la source pour Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-} .

Une première famille d'éléments chimiques comprenant les ions magnésium et sodium suit l'évolution suivante. La concentration de ces éléments augmente régulièrement jusqu'au début

de la journée du 25/10/02, cette augmentation se termine par un pic de concentration maximale pour les deux éléments (**Fig. 3.35.**). Le magnésium passe de $2,6 \text{ mg.L}^{-1}$ à $3,4 \text{ mg.L}^{-1}$ et le sodium évolue de $4,4 \text{ mg.L}^{-1}$ jusqu'à $5,4 \text{ mg.L}^{-1}$. Ces maximums sont suivis d'une baisse des teneurs en magnésium et sodium jusqu'à 13h45 le 27/10/02 pour atteindre une concentration respective de 3 mg.L^{-1} et 5 mg.L^{-1} . Durant le reste du suivi, le sodium se stabilise autour de cette valeur tandis que le magnésium augmente de façon régulière pour atteindre $3,6 \text{ mg.L}^{-1}$.

La seconde famille d'éléments chimiques comprenant les chlorures, les nitrates et les sulfates évolue comme suit (**Fig. 3.35.**). Le suivi temporel de ces trois éléments est marqué par une succession de "bouffées" de fortes concentrations dont l'intensité décroît dans le temps. Lors de la première bouffée, les concentrations atteintes sont les suivantes : $7,6 \text{ mg.L}^{-1}$ pour les sulfates, 22 mg.L^{-1} pour les nitrates et 11 mg.L^{-1} pour les chlorures. Les "bouffées" suivantes ont des concentrations moindres. Pour les sulfates, le reste du suivi est marqué par une stabilisation des teneurs autour de $6,9 \text{ mg.L}^{-1}$. On observe aussi une stabilisation pour les nitrates autour de 18 mg.L^{-1} . Au contraire, les ions Cl^- augmentent de façon régulière pour rejoindre la concentration atteinte lors de la première bouffée (**Fig. 3.35.**).

Dans les aquifères karstiques, le magnésium est un élément qui s'acquiert après un temps de séjour prolongé avec la roche. Ceci est la conséquence de la cinétique de dissolution lente de la dolomie (*Mudry, 1987; Emblanch, 1997; Plagne, 1997; Emblanch et al., 1999; Batiot, 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*). C'est la raison pour laquelle le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ est un bon indicateur du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère. En effet, le calcium entre rapidement en équilibre avec la roche et au cours d'un temps de séjour prolongé, cet élément a tendance à précipiter, ce qui provoque une diminution des concentration en Ca^{2+} dans l'eau. A l'opposé, les concentrations en Mg^{2+} augmentent lentement au cours du temps. Le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ augmente donc lorsque le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère augmente (**Fig. 3.34**). Ceci nous permet donc d'affirmer que les chimiogrammes ayant l'allure de celui du magnésium représentent l'évolution à la source d'éléments caractéristiques de l'aquifère (**Fig.3.35.**).

Les nitrates ont, dans les aquifères fracturés carbonatés, une origine extérieure au système et sont un marqueur de l'anthropisation (*Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Plagne, 1997; Mudry et al., 2002*). Ainsi, comme pour le magnésium, nous considérerons que les éléments ayant un

chimiogramme dont l'évolution se rapproche de celle des nitrates sont des éléments d'origine superficielle caractéristiques de l'infiltration.

Une analyse simple de l'allure des chimiogrammes des éléments majeurs à la source de Fourbanne nous permet de différencier deux familles d'éléments chimiques qui vont nous permettre de déterminer l'origine des volumes d'eau s'écoulant à la source. Les chlorures, les sulfates et les nitrates marqueront les volumes d'eau en provenance de la surface et ayant un transit rapide dans l'aquifère. Au contraire, le magnésium et le sodium marqueront la sortie à la source d'eaux ayant séjourné un certain temps dans l'aquifère. La présence de l'ion sodium, dans les éléments caractéristiques de l'aquifère, pose problème. En effet, c'est habituellement un élément d'origine anthropique (*Plagne, 1997*).

4.3 Origine des volumes d'eau à l'exutoire

Comme nous venons de le montrer, des éléments chimiques caractéristiques de l'infiltration et de l'aquifère ont été identifiés à la source de Fourbanne. Nous allons donc préciser les données présentées en 4.2. (*Signal chimique contrasté de la source de Fourbanne*) et dresser un historique des volumes d'eau s'écoulant successivement à la source durant la Crue I.

De manière à s'affranchir des différences de concentrations entre les éléments chimiques et de comparer les différents paramètres enregistrés lors de l'expérimentation, une analyse statistique a été réalisée. La méthode utilisée est l'analyse en composante principale (ACP) décrite par *Lefebvre (1980)*. Cette méthode consiste en une analyse multidimensionnelle des données (*Lefebvre, 1980*). Elle autorise la prise en compte simultanée de toutes les variables mesurées. L'ACP centrée réduite donne le même poids à toutes les variables (descripteurs), en ramenant leur variance à 1 et permet ainsi de les comparer.

L'analyse a été réalisée sur les données récoltées à Fourbanne du 24/10/02 à 20h30 jusqu'au 30/10/02 à 08h30. Le logiciel utilisé est XLSTAT®. L'analyse porte sur 104 individus. Les variables suivantes ont été introduites : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , la conductivité, la hauteur d'eau et la température de l'eau (**Fig. 3.36. A et B**).

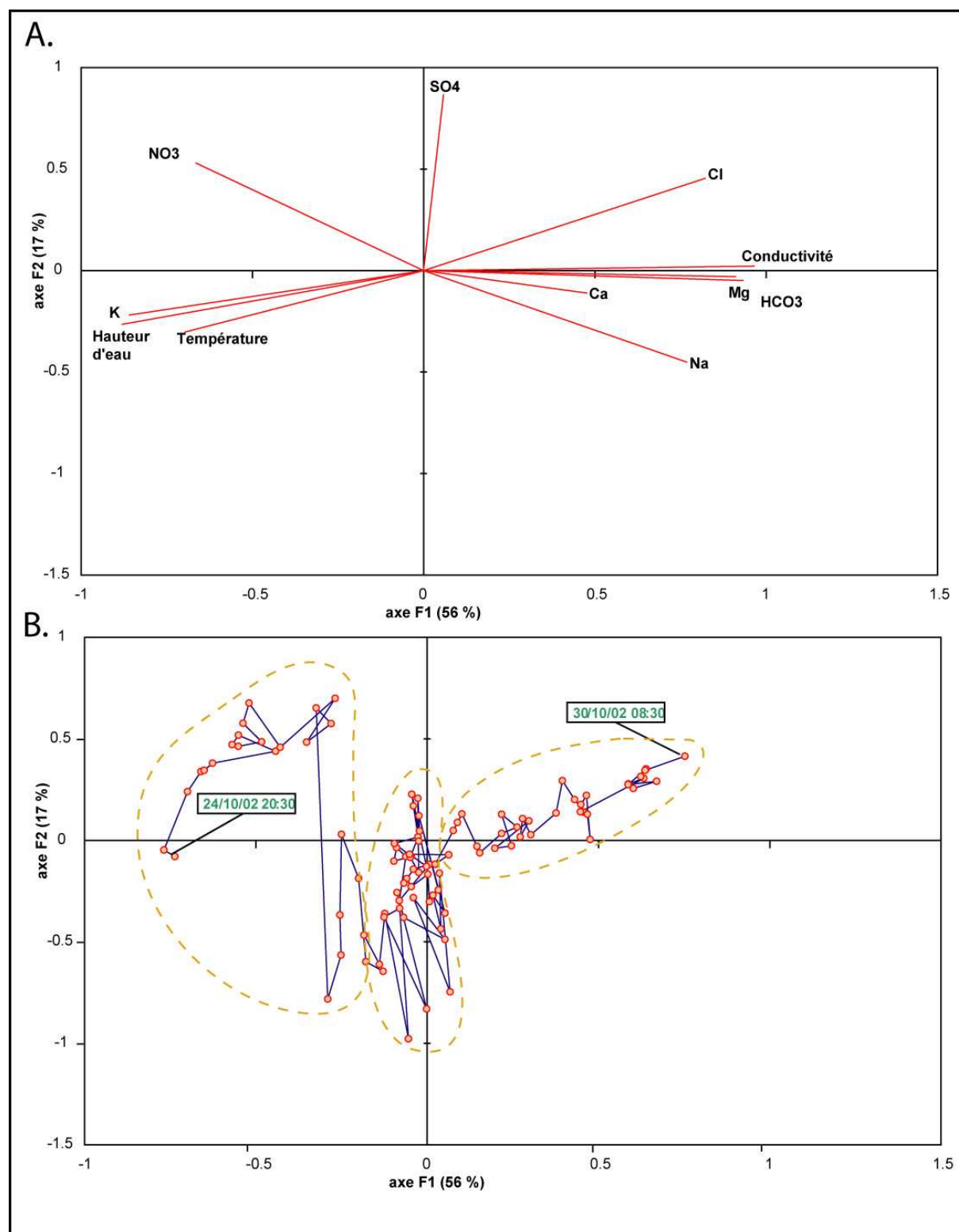


Fig. 3. 36. Analyse en Composante Principale des données enregistrées à la source (A) Graphique des variables. (B) Graphique des individus

Les variables introduites pour l'analyse en composante principale se répartissent de part et d'autre de l'axe 2 et expliquent la variance de l'axe 1, qui représente 56% de la variance totale

(Fig. 3.36.A). Sur la gauche du graphique, on trouve les variables "nitrates", "potassium", "hauteur d'eau" et "température". A ces variables, s'opposent les variables "chlorure", "calcium", "sodium", "bicarbonate" et "conductivité". La variable "sulfate" quant à elle, semble expliquer la variance suivant l'axe 2 qui représente 17% de la variance totale.

L'axe 1 peut être considéré comme représentatif d'une section surface/zone noyée de l'aquifère. En effet, les variables chimiques se situant dans la partie gauche du graphique sont celles définies précédemment comme caractéristiques de l'infiltration. Les variables chimiques situées à droite du graphique caractérisent des eaux à plus long temps de séjour, désignées précédemment comme caractéristiques de l'aquifère, excepté l'ion chlorure. Les ions Ca^{2+} et HCO_3^{2-} sont, en effet, caractéristiques de l'aquifère, étant donné sa nature carbonatée. On remarque que la température et la hauteur d'eau s'opposent à la conductivité. Ceci marque un comportement inverse de ces deux variables.

Les individus se répartissent globalement en trois groupes suivant l'axe 1. Les échantillons prélevés au cours de la crue se déplacent progressivement de la gauche vers la droite du graphique (Fig. 3.36.B) Ceci marque une tendance générale à une participation plus importante de la zone saturée dans l'alimentation de la source, conséquence des conditions générales de décrue durant l'expérimentation crue I.

Nous allons maintenant détailler l'évolution et le transit des volumes d'eau durant cette expérimentation en enrichissant la discussion avec les données récoltées durant la crue II et les expérimentations réalisées à Coaraze.

4.3.1 Le signal chimique d'origine superficielle : spatialisation de l'infiltration

La figure 3.37. présente l'évolution temporelle, à la source, de la hauteur d'eau et de la conductivité. Les courbes de restitution des colorants ont été ajoutées à ce graphique ainsi que l'évolution des concentrations en ions Mg^{2+} et NO_3^- . Les groupes d'échantillons déterminés à partir de l'ACP sont aussi représentés sur ce graphique, il s'agit des groupes G1, G2 et G3 du début de la crue jusqu'à la fin.

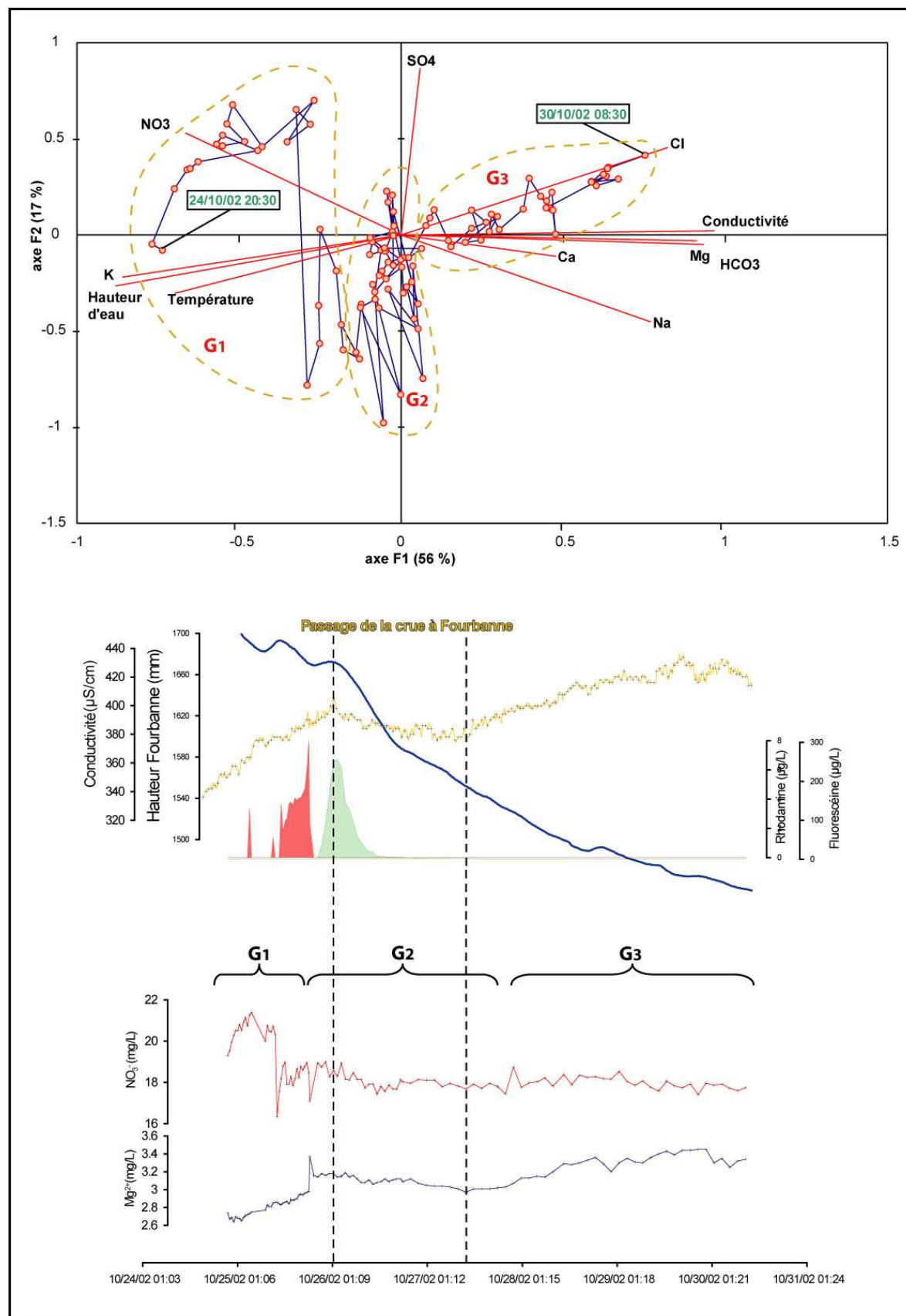


Fig. 3. 37. Restitution des colorants et évolution des concentrations en NO_3^- , Mg^{2+} de la hauteur d'eau et de la conductivité à la source. Délimitation des groupes d'échantillons définis à partir de l'ACP.

A. Effet du lessivage de la zone non-saturée

Le début du suivi chimique à Fourbanne est fortement marqué par la variable "nitrates" (G1) (**Fig.3.36. et Fig. 3.37.**). Les "bouffées" de nitrates mesurées à la source de Fourbanne se calquent aux "bouffées" de rhodamine restituées à la source. On peut donc attribuer une même origine au traceur naturel que sont les nitrates et à la rhodamine. Les nitrates présents à l'exutoire, en début de crue, correspondent donc à la phase d'infiltration diffuse qui a lieu en surface dans la partie aval du bassin versant. Le suivi temporel montre clairement que la seconde "bouffée" de nitrates est moins concentrée. Ceci n'est pas lié à une variation du débit impliquant un phénomène de dilution. En effet, la tendance générale est à la décrue et la hauteur d'eau à Fourbanne, pendant la première bouffée de nitrates, est plus importante que pour la seconde. L'ACP confirme cette tendance avec des individus moins marqués par la variable "nitrates" dans la seconde moitié inférieure du groupe G1. La première phase d'augmentation des concentrations en nitrates fait suite au premier évènement pluvieux du 24/10/02 qui débute à 18h00. Une augmentation des nitrates est mesurée à la source de Fourbanne en début de crue suivie d'une seconde bouffée moins concentrée.

Procédons à un changement d'échelle et intéressons nous au comportement des nitrates à l'échelle d'un drain perméable et d'un joint peu perméable. Le suivi des nitrates dans l'aquifère de Coaraze nous renseigne sur le comportement de cet élément à l'interface zone non-saturée/zone saturée au sein d'un groupe de discontinuité. A Coaraze, la concentration moyenne en nitrates est très faible (*cf. Fonctionnement hydrochimique de l'aquifère de Coaraze*). L'expérimentation suivante a été réalisée. Suite à une ouverture de la vanne de 20 heures, qui place le massif dans des conditions de zone non-saturée, la vanne est ensuite fermée et la composition chimique de l'eau drainée par le drain et le joint est suivie pendant 4 heures. Les résultats sont reportés sur la **figure 3.38.**

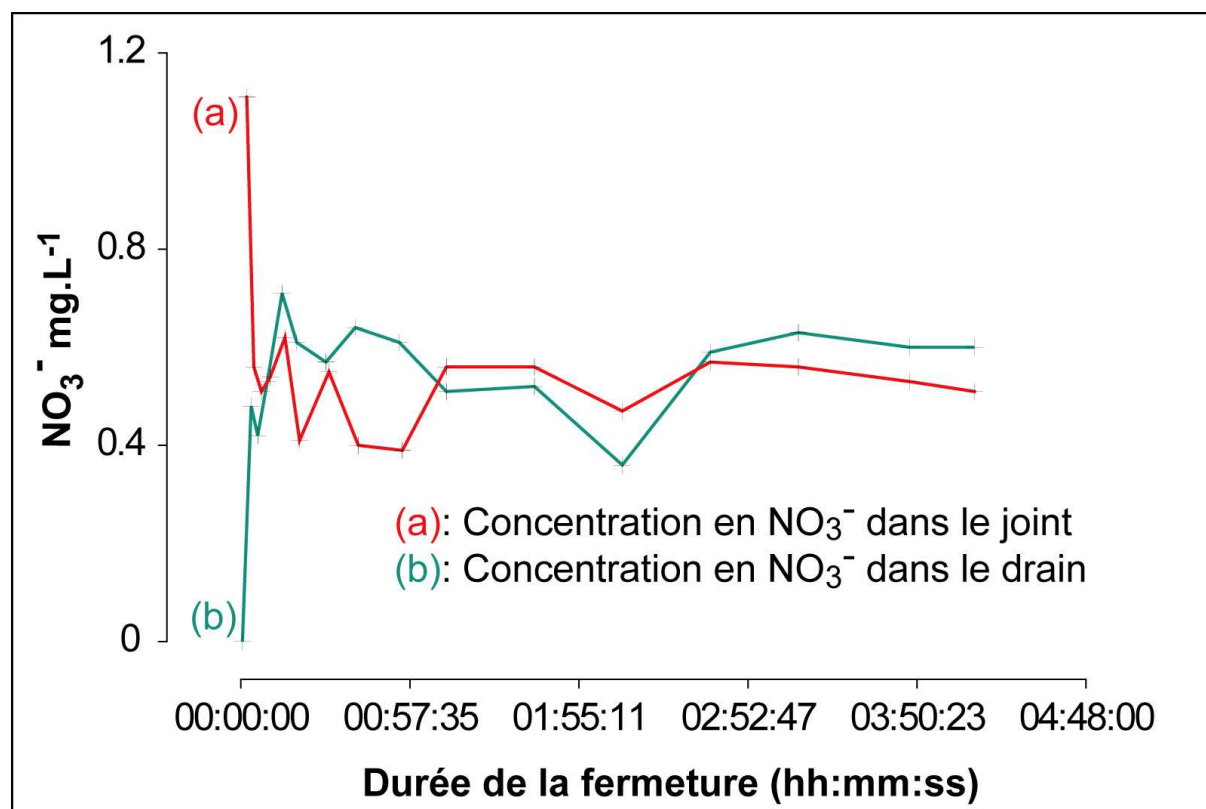


Fig. 3. 38. Evolution des concentrations en nitrates dans le joint peu perméable et le drain, suite à une fermeture de vanne précédée d'une phase de drainage de 20 heures.

Le suivi des concentrations en nitrates dans le joint et dans le drain, montre une évolution opposée lors de la mise en eau des discontinuités. La première mesure effectuée dans le joint montre la plus forte concentration ($1,1 \text{ mg.L}^{-1}$) en ion NO_3^- mesurée sur l'ensemble des expérimentations réalisées à Coaraze. Au contraire, l'eau drainée par le drain lors de son remplissage ne contient pas de nitrates. Au cours des heures qui suivent la fermeture de la vanne, les concentrations en nitrates se stabilisent à une concentration moyenne de $0,6 \text{ mg.L}^{-1}$ dans les deux discontinuités. A Coaraze, le lessivage des discontinuités peu perméables lors du remplissage du massif provoque un pic de concentration de cet élément dans le joint. Ce pic peut-être relié au pic de conductivité mesuré lors d'autres expérimentations sur le site (**Fig. 2.29. et fig. 2.34.**). Au contraire, les drains non-saturés pendant une vingtaine d'heures ne contiennent pas de nitrates lors de la mise en charge du massif. Les variations de la surface libre de l'aquifère induisent donc un stockage des nitrates dans les zones les moins perméables de la zone non saturée.

Procédons à une mise en parallèle entre le massif de Coaraze, maintenu dans les conditions d'une zone non-saturée soumise à une recharge brutale, et l'aquifère de Fourbanne en période

de crue. La première bouffée de nitrates enregistrée à Fourbanne peut être attribuée à un lessivage des discontinuités peu perméables de la zone non saturée qui alimente les discontinuités perméables de la zone saturée.

Cette hypothèse est confirmée par l'expérimentation Crue II. Durant cette expérimentation en complément des éléments majeurs, le Carbone Organique Total a été analysé à Fourbanne. La **figure 3.39.** présente l'évolution de la hauteur d'eau, de la conductivité et des concentrations en NO_3^- et TOC, durant le passage à la source de l'eau infiltrée aux pertes. Il apparaît que la concentration maximale en nitrates est décalée d'une durée Δt égale à 40 heures par rapport au pic de concentrations en nitrates (**Fig. 3.39.**). Le TOC est un traceur caractéristique de l'infiltration, il reflète le passage à la source d'eau à transit rapide à court temps de séjour dans l'aquifère (*Emblanch et al., 1998; Batiot, 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*). Ce décalage entre le pic de concentration maximale en NO_3^- et le pic de concentration maximale en COT, appuie les résultats obtenus à Coaraze. Les concentrations en nitrates les plus élevées ne correspondent pas au passage de l'eau la plus récemment infiltrée dans l'aquifère. Le maximum de dilution représenté par la valeur la plus basse de conductivité est temporellement plus proche du pic de concentration en COT que du pic de concentration en NO_3^- (**Fig. 3.39.**). Ce résultat confirme l'hypothèse selon laquelle les valeurs élevées en nitrates ne correspondent pas à un apport de nitrates en provenance de la surface de l'aquifère. Les fortes concentrations en nitrates mesurées à Fourbanne proviennent du lessivage des zones peu perméables de la zone non-saturée de l'aquifère. En effet, il s'agit d'une zone de transition et il a été montré que la rétention des nitrates intervient dans ce type de milieux au sein des aquifères karstiques (*Haag et Kaupenjohann, 2001*), alors que les conduits ont un rôle de transport. C'est d'ailleurs dans les secteurs les moins perméables des aquifères fracturés non karstiques, qu'interviennent les processus de dénitrification (*Tindall et al., 1995; Pauwels et al., 1998; Pauwels et al., 2000; Haag et Kaupenjohann, 2001; Pauwels et al., 2001*). La même explication est avancée pour les fortes concentrations mesurées en début de suivi pour les sulfates et les chlorures.

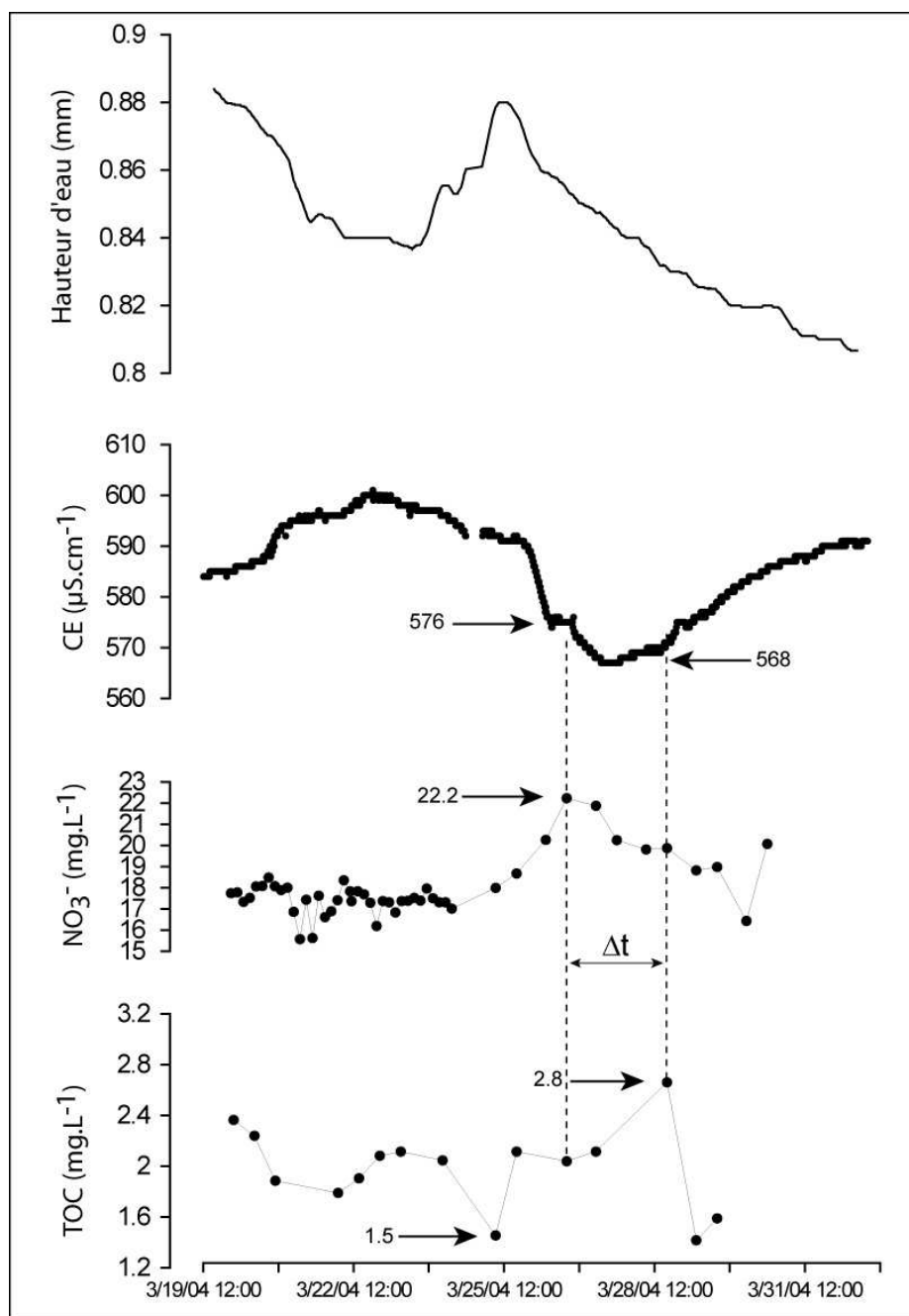


Fig. 3. 39. Evolution de la hauteur d'eau, de la conductivité et des concentration en NO_3^- et COT à Fourbanne durant la Crue II

B. Apports lointains des bassins fermés amont, par le conduit karstique

Le groupe d'échantillons G2 mis en évidence **figure 3.40** peut être divisé en deux sous-groupes. Sa partie inférieure sera traitée plus en avant dans le mémoire. Sa partie supérieure correspond à l'eau infiltrée aux pertes, étant donné que son passage à la source est synchrone avec le passage de la fluorescéine. Cette information est confirmée par le suivi de conductivité

de l'eau à la source. Elle varie de $340 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ à $440 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ (**Fig.3.37.**). On peut diviser la courbe de suivi de la conductivité en trois parties :

- Jusqu'à l'arrivée de la fluorescéine, la conductivité est en augmentation régulière de $340 \mu\text{S}/\text{cm}$ jusqu'à $400 \mu\text{S}/\text{cm}$.
- Durant le passage de la fluorescéine la conductivité décroît jusqu'à $380 \mu\text{S}/\text{cm}$.
- La dernière partie de la courbe est croissante jusqu'à la fin du suivi de conductivité.

L'évolution de la conductivité à Fourbanne localise, dans le temps, le passage de la crue et de la décrue du conduit à Fourbanne. La première partie croissante de la courbe est due à la décrue qui précède la crue étudiée (**Fig.3.17.**). La seconde partie de la courbe montre une diminution de la conductivité électrique, qui résulte de la dilution engendrée par l'apport d'eau de surface infiltrée durant la crue et en transit dans le conduit. La dernière partie de la courbe illustre la décrue avec, de nouveau, une augmentation de la conductivité.

Le Groupe G2 associé à la fluorescéine et à la chute de conductivité électrique de l'eau est marqué par la variable "sulfate". L'ACP permet ici de mettre en évidence une tendance difficile à déceler à partir du simple suivi temporel à la source.

La **figure 3.40.** représente les échantillons prélevés à Verne, Fontenotte et Fourbanne durant l'ensemble de la Crue II en fonction de leur teneur en SO_4^{2-} et Ca^{2+} en milliéquivalents.

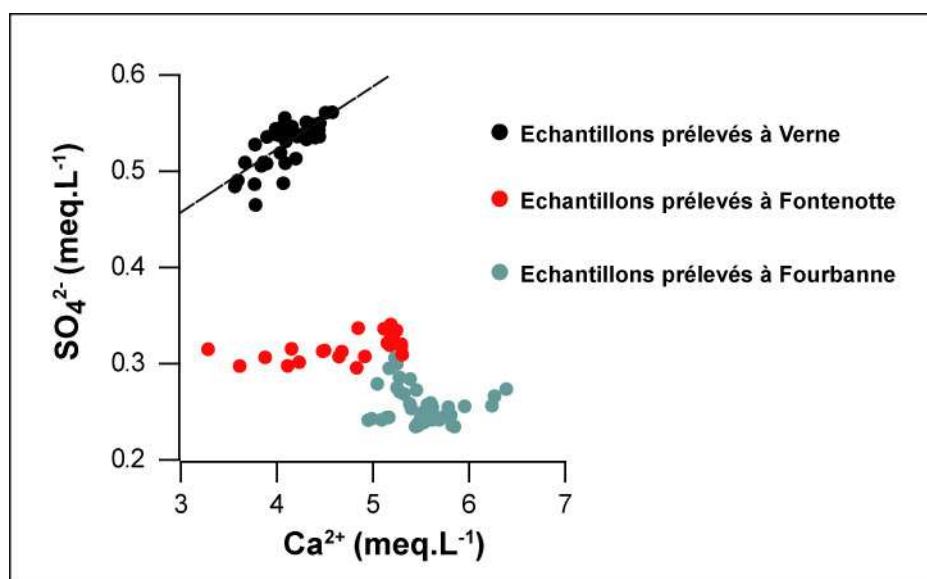


Fig. 3. 40 Représentation des échantillons prélevés durant la Crue II à Verne, Fontenotte et Fourbanne en fonction de leurs concentrations en SO_4^{2-} et Ca^{2+}

Une corrélation apparaît entre les ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} à Verne. Les sulfates présents dans l'eau semblent donc liés à la présence de gypse. Les concentrations en Ca^{2+} sont largement excédentaires du fait du milieu carbonaté environnant. Ceci explique l'allure de la droite largement éloignée d'une pente de 1. Le Trias affleurant dans la patrie amont du bassin versant de Verne est à l'origine des teneurs en sulfates mesurées à Fontenotte. On remarque que, pour les points de mesure de Fontenotte et Fourbanne, les points sont plus dispersés. A Fontenotte, les concentrations en sulfates sont deux fois moins importantes qu'à Verne, les concentrations en Ca^{2+} restant dans le même ordre de grandeur. Enfin à Fourbanne, on mesure encore une diminution des concentrations en sulfates et une augmentation de la concentration des ions Ca^{2+} .

Il apparaît donc qu'une partie des sulfates circulant dans l'aquifère de Fourbanne est liée à la présence du Trias en amont du bassin versant fermé de Verne. A Fontenotte et Fourbanne, les concentrations en sulfates diminuent sous l'effet de deux dilutions successives, d'abord dans la zone non-saturée puis dans la zone saturée. Les concentrations en calcium quant à elles, augmentent sous l'effet des interactions eau/roche avec l'aquifère carbonaté et l'apport des zones à long temps de séjour. Cette dernière influence est plus marquée dans la zone saturée.

Les sulfates présents à la source de Fourbanne ont donc deux origines. Une partie provient de l'infiltration de l'eau de manière diffuse et de la zone non-saturée de l'aquifère. Une seconde est liée à l'infiltration concentrée au niveau de la perte du moulin. L'eau du bassin fermé de Verne qui s'y perd a de fortes concentrations en sulfates, une partie des terrains affleurant étant composé de gypse autrefois exploité en amont de Verne.

L'analyse en composantes principales, ainsi que les données acquises à Coaraze et lors du second épisode de crue, ont permis de déterminer l'origine des volumes d'eau s'écoulant à la source au début de la Crue I. La source est d'abord alimentée par l'infiltration diffuse et la zone non saturée. Cette première phase d'infiltration apporte des chlorures, des sulfates et des nitrates à la source. Celle-ci laisse ensuite place aux volumes d'eau infiltrés au niveau des pertes situées à l'amont du bassin versant. Ces volumes d'eau sont marqués d'une signature en sulfates acquise par dissolution de gypse dans la partie nord-est du bassin versant.

Nous allons maintenant nous intéresser aux prélèvements correspondant à la fin de la Crue I présents dans la partie droite du graphique de la **figure 3.37**. ainsi qu'aux variables caractéristiques de la zone noyée.

4.3.2 Signal chimique caractéristique de la zone noyée

Le dernier groupe G3 qui correspond à la phase de tarissement, est expliqué par plusieurs variables et notamment les variables "chlorure" et "sodium". Cependant, avant de s'intéresser à ce résultat singulier, on peut remarquer l'influence des variables "conductivité", "bicarbonate" et "magnésium". La proximité de ces trois variables permet d'affirmer que les eaux à forte conductivité sont chargées en magnésium et carbonates. Au niveau de l'aquifère de Fourbanne, les eaux à long temps de séjour auront donc une conductivité et une minéralisation importante (Andreo et Carrasco, 1999). La **figure 3.41** montre la bonne corrélation établie à la source entre les ions Mg^{2+} et bicarbonates en fonction de la conductivité, pour l'épisode de Crue II.

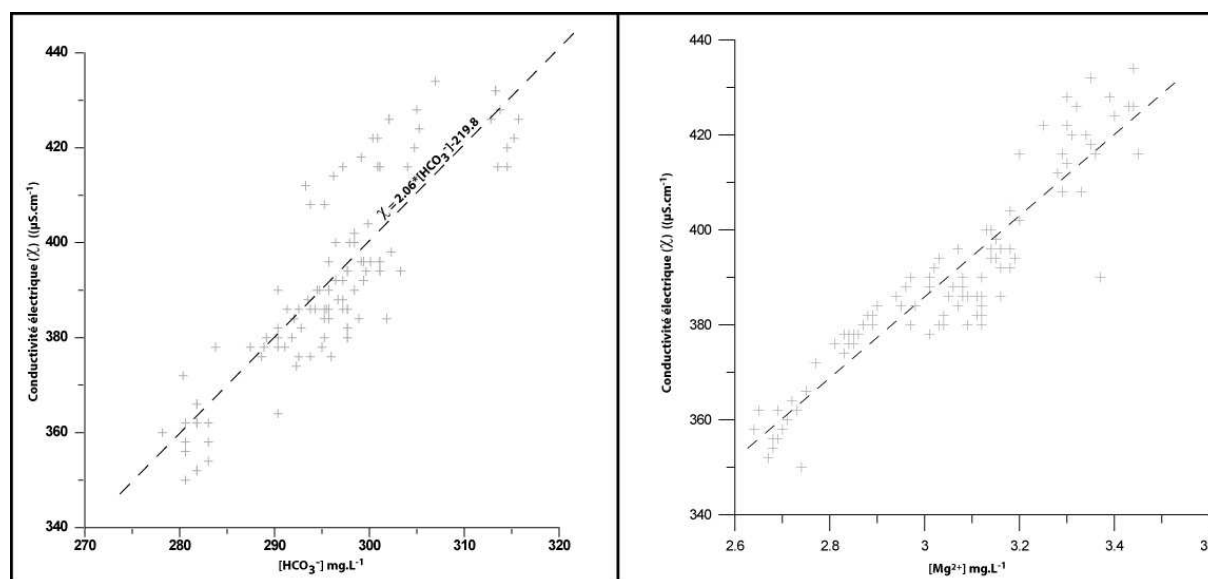


Fig. 3. 41 Représentation des échantillons d'eau prélevés à Fourbanne durant la crue I en fonction de leur teneurs en Mg^{2+} , HCO_3^- et de leur conductivité électrique.

L'alignement des éléments du groupe G3 en direction de la variable "chlorure", ne peut être expliqué par un apport anthropique. Le signal anthropique en chlorures a été enregistré en début de suivi sous forme de bouffées, de la même manière que pour les nitrates ou les sulfates. De plus, si l'on observe le suivi dans le temps de cet ion, son augmentation est régulière après le passage de la crue (**Fig. 3.35**).

On peut donc émettre l'hypothèse d'une source en ions chlorures interne à l'aquifère. La **figure 3.42A**, présente les mêmes échantillons que la **figure 3.40**, prélevés durant la crue II, en fonction de leur teneur en ions Na^+ et Cl^- . Les trois points de mesures montrent des droites de corrélation avec des pentes proches de 1. Les échantillons prélevés sur les trois points de mesures semblent donc avoir été en contact avec des terrains riches en halite. Le Trias peut encore être mis en cause. Les concentrations en Na^+ et Cl^- sont plus élevées à Fourbanne et Fontenotte qu'à Verne. Une source de halite est donc présente au sein de l'aquifère de Fourbanne. Ceci induit l'augmentation de ces deux éléments à l'étiage. L'appartenance du sodium au groupe des marqueurs de l'aquifère et du temps de séjour (**Fig. 3.35**) s'explique donc. Le chlorure a, de la même manière que les sulfates, deux origines à Fourbanne: une origine anthropique superficielle liée à l'infiltration diffuse et une origine interne à l'aquifère lié aux caractéristiques géologiques de ce dernier.

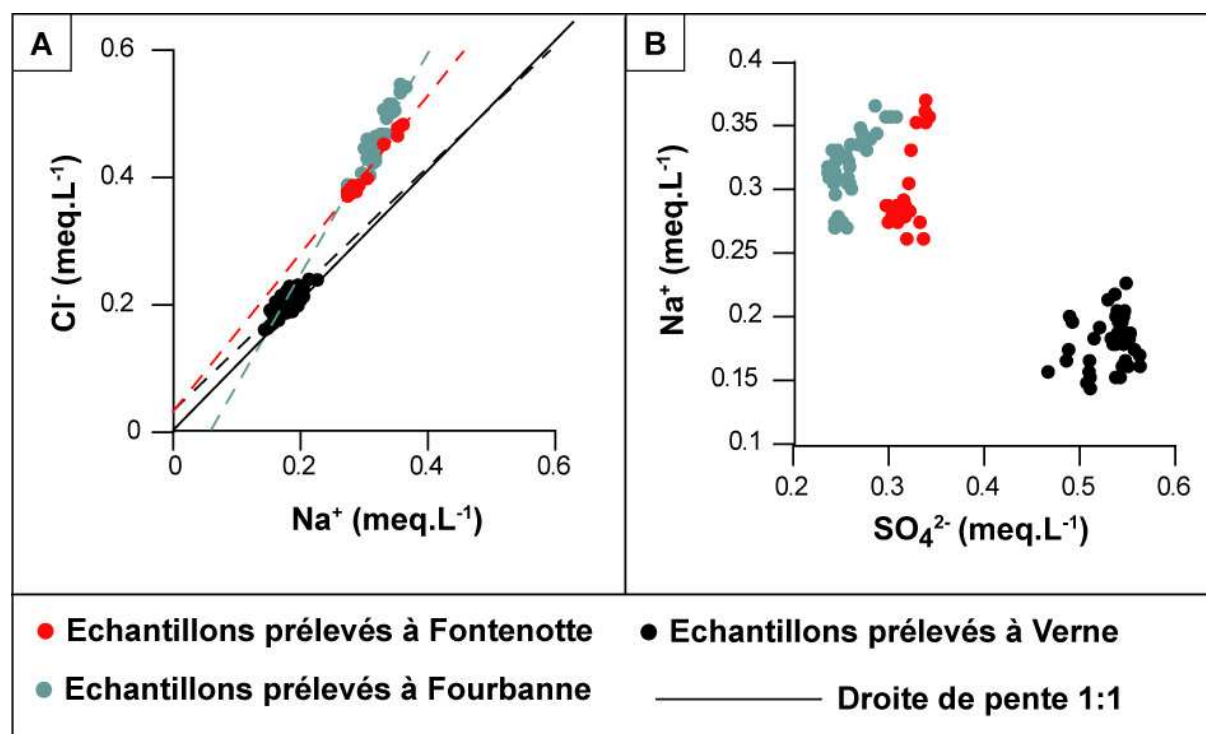


Fig. 3. 42 Représentation des échantillons prélevés à Verne, Fontenotte et Fourbanne (Crue II) (A) en fonction des concentrations en Na^+ et Cl^- (B) en fonction des ions Na^+ et SO_4^{2-} .

La zone de perte à Verne est donc marquée par de fortes teneurs en SO_4^{2-} et de faibles teneurs en Na^+ liées à la géologie du bassin versant, tandis qu'à Fontenotte et Fourbanne on mesure de fortes concentrations en Na^+ et de faibles concentrations en SO_4^{2-} (**Fig.3.42B**). Ces

marqueurs, habituellement d'origine superficielle, permettent à Fourbanne de clairement différencier les eaux de surface des eaux de l'aquifère. Cette caractéristique est liée à la géologie particulière de l'aquifère et du bassin versant.

4.4 Evolution du signal hydrochimique dans le conduit de l'amont jusqu'à l'exutoire

A présent, nous allons suivre l'évolution chimique du volume d'eau coloré par la fluorescéine (Crue I) lors de son transit depuis les pertes jusqu'à la source. Notre objectif est de localiser, d'une part, les apports en éléments caractéristiques de l'aquifère, et d'autre part, de suivre le comportement des éléments d'origine superficielle, lors de leur transit à travers l'aquifère.

4.4.1 Comportement des éléments d'origine superficielle

L'évolution des teneurs en nitrates au niveau des trois points de surveillance est représentée sur la **figure 3.43**.

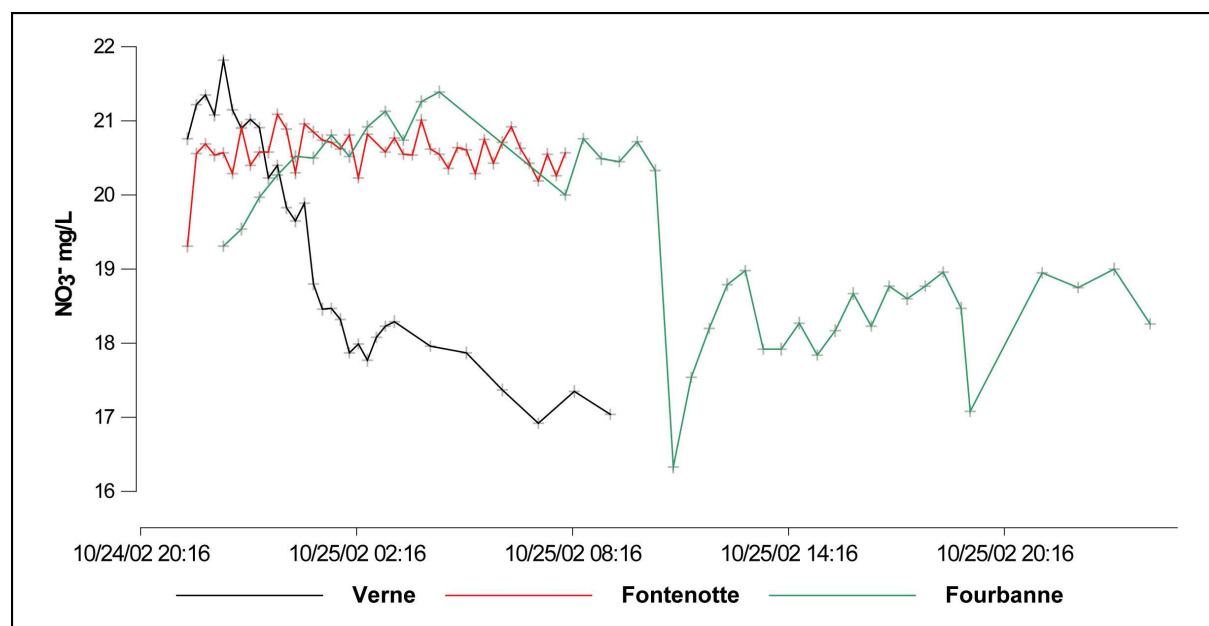


Fig. 3. 43 Evolution des teneurs en nitrates au niveau des trois points de surveillance durant la Crue I

Au niveau de la perte de Verne, on mesure une décroissance constante des nitrates comme de tous les autres éléments. Cette décroissance signale la présence d'une eau de ruissellement en début de crue qui laisse place à de l'eau de pluie moins concentrée durant le déroulement de l'expérimentation. A Fontenotte, les concentrations en nitrates varient peu, durant le suivi et

se rapprochent de celles mesurées à Fourbanne en début de suivi. Ce qui confirme la provenance des nitrates détectés en début de crue à Fourbanne, que nous avons interprétés comme résultant d'un lessivage de la zone non-saturée.

Si l'on représente uniquement les concentrations mesurées pendant le passage de la fluorescéine, on obtient la **figure 3.44**. On note une diminution de la concentration en nitrates tout au long du cheminement de la masse d'eau dans le réseau. Les nitrates sont donc soumis à une dilution d'un point de mesure à l'autre. Cette dilution est la conséquence de l'important volume d'eau déjà présent dans le réseau (entre Verne et Fontenotte) et notamment lors du passage dans la zone saturée (entre Fontenotte et Fourbanne). Ce résultat est en accord avec l'arrivée de la fluorescéine à Fontenotte avant l'augmentation du niveau d'eau. La rivière souterraine à Fontenotte est alimentée par plusieurs pertes qui apportent un volume d'eau important. La perte du moulin de Verne ne représente qu'une partie de ces apports.

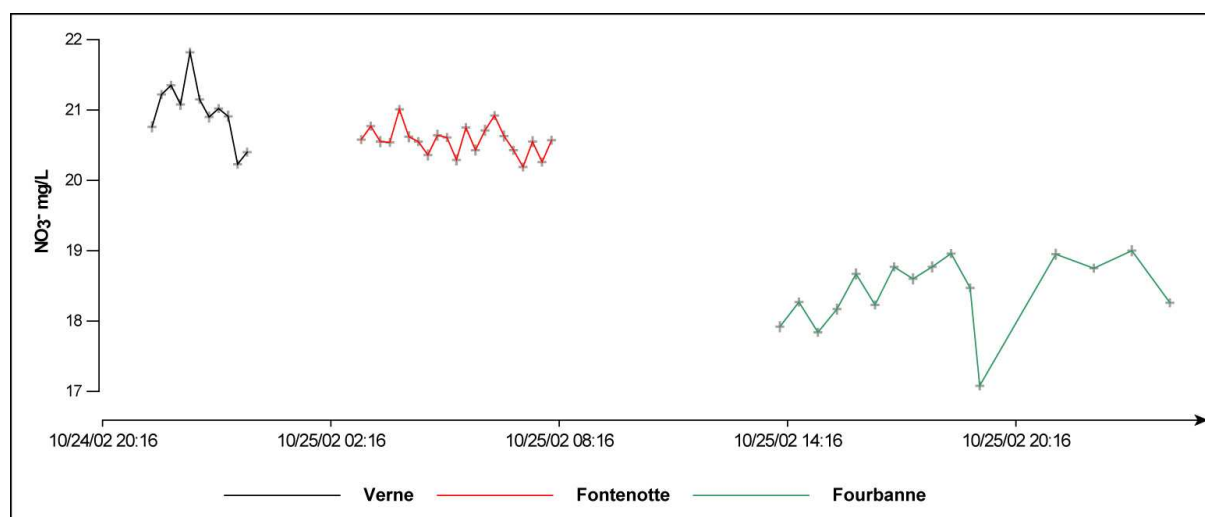


Fig. 3. 44 Concentration en NO₃⁻ de l'eau colorée par la fluorescéine lors de son transit à travers l'aquifère.

Si l'on représente la concentration en chlorure de l'eau colorée par la fluorescéine à Verne, Fontenotte et Fourbanne, on obtient la **figure 3.45**. On observe un enrichissement de cet élément de 1 mg.L⁻¹ en moyenne, durant son passage à travers la zone saturée. Cet enrichissement correspond à l'apport anthropique superficiel. Cet apport anthropique n'est pas mesurable entre Verne et Fontenotte étant donné l'augmentation de concentration de 4 mg.L⁻¹ induite par la géologie (**Fig.3.32.**) (*cf. 4.3.2 Le signal chimique caractéristique de la zone noyée*). Cet apport anthropique explique les pentes des droites obtenues sur la **figure 3.44**, qui

ne correspondent pas à des pentes de 1. Ce suivi du volume d'eau infiltré aux pertes, permet de différencier les apports en provenance de l'aquifère et les apports anthropiques en chlorure.

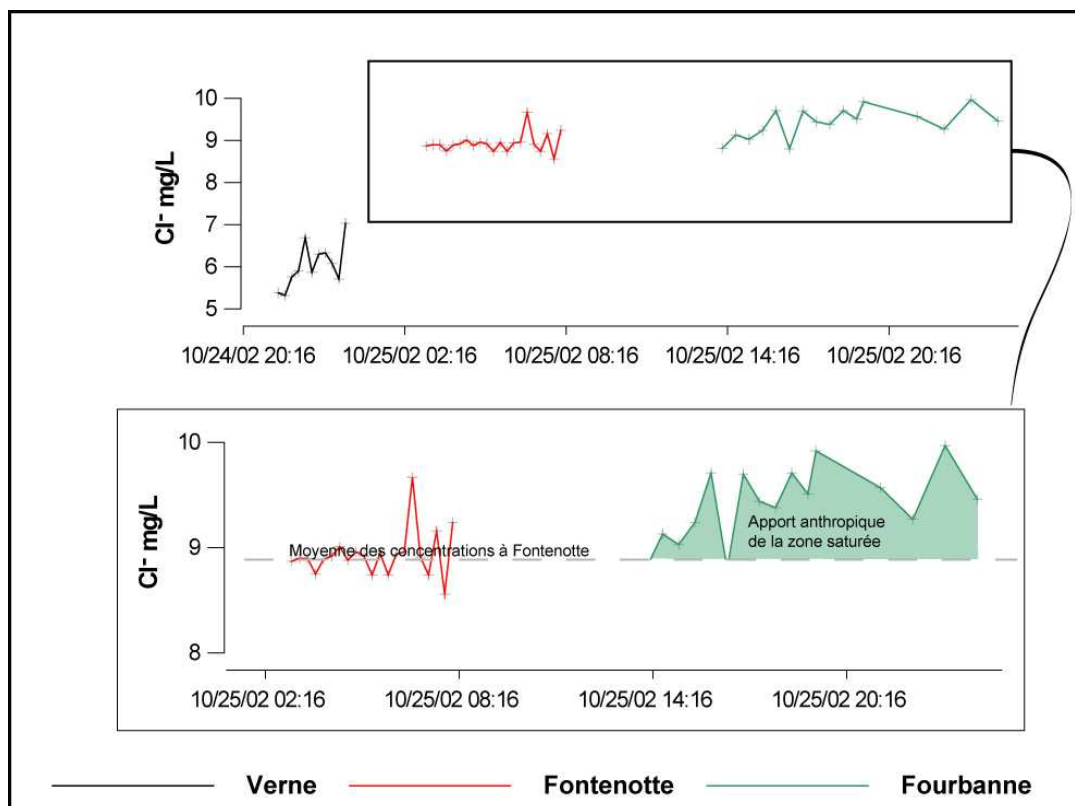


Fig. 3. 45 Evolution des concentrations en Cl^- du volume d'eau coloré par la fluorescéine lors de la traversée de l'aquifère.

4.4.2 Apport des éléments caractéristiques de l'aquifère

Comme précédemment, on suit la masse d'eau colorée par la fluorescéine. La concentration en magnésium reste stable entre Verne et Fontenotte. Les apports d'eau, en provenance des zones fracturées moins perméables que le conduit, doivent donc être minimales entre ces deux points. *A contrario*, entre le site de Fontenotte et celui de Fourbanne, il y a une augmentation de la teneur en magnésium qui marque la présence d'apports des zones à temps de séjour long donc peu perméables (Fig.3.46.), étant donné la bonne corrélation observée figure 3.41.

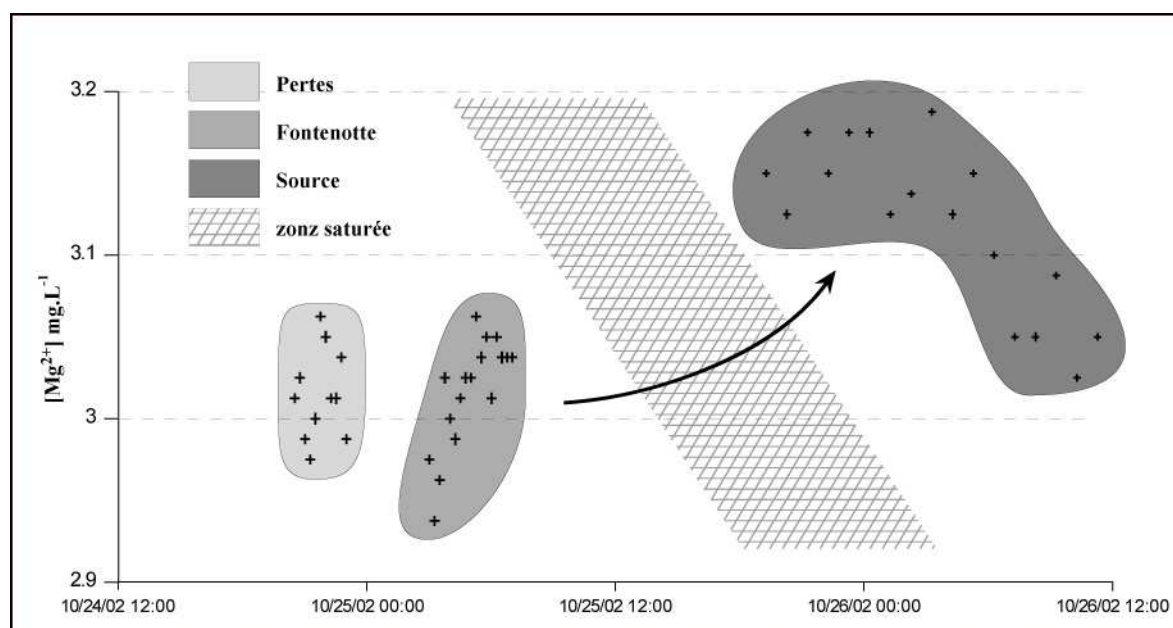


Fig. 3. 46 Evolution des concentrations en Mg^{2+} du volume d'eau coloré par la fluorescéine lors de la traversée de l'aquifère.

Si l'on représente les échantillons prélevés à Verne, Fontenotte et Fourbanne durant la Crue II, on obtient un graphique (**Fig. 3.47.**) qui permet de localiser spatialement les échantillons prélevés et l'état hydrodynamique du système. En effet, les concentrations en sodium dans l'aquifère sont dépendantes de la position de l'eau dans l'aquifère (**Fig. 3.47.**). Les concentrations en magnésium sont dépendantes du temps de séjour. Plus les concentrations seront élevées sur les 3 points de mesures, plus le niveau d'eau dans l'aquifère se rapprochera des conditions d'étéage, le temps de séjour de l'eau étant augmenté (**Fig. 3.47.**). Inversement, durant les crues, les concentrations en magnésium seront faibles. Nous identifions donc un marqueur spatial de la position de l'eau dans l'aquifère et un marqueur de l'état hydrodynamique du système.

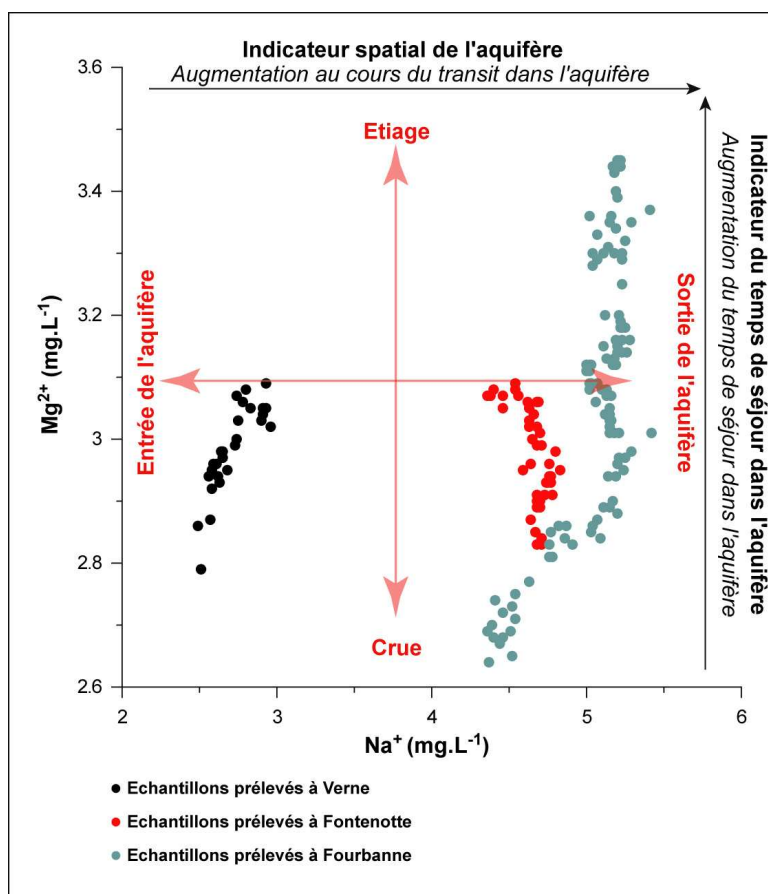


Fig. 3. 47. Représentation de l'ensemble des échantillons prélevés durant la Crue II en fonction de leurs teneurs en Na^+ et Mg^{2+}

Le suivi des volumes d'eau enrichit encore la compréhension du comportement du réseau karstique de Fourbanne et vient compléter les informations chimiques obtenues, après l'analyse en composantes principales. Les éléments anthropiques infiltrés aux pertes sont dilués au cours de leur traversée de la zone non-saturée (Fig. 3.40. et Fig. 3.44.).

Si l'on raisonne en terme d'impact sur la qualité de l'eau, l'infiltration des nitrates aux pertes produit des concentrations moins importantes à la source que le lessivage de la zone non saturée alimentée par l'infiltration diffuse, juste à l'amont de Fourbanne. La zone non saturée est une zone préférentielle de conservation des nitrates. Les zones d'infiltration diffuses sont donc, en terme de concentration de la pollution à la source, des zones plus sensibles que les zones de pertes. L'infiltration par le conduit provoquant une dilution de la pollution lors de la traversée de l'aquifère.

L'enrichissement en Na^+ et Cl^- , conséquence de la présence de Trias dans l'aquifère, se fait entre Verne et Fontenotte (Fig.3.45.).

Le suivi des masses d'eau, confirme la présence d'apports en provenance des zones peu perméables au sein de la zone saturée (**Fig. 3.46.**). L'évolution du magnésium nous montre que ces apports doivent être moindre dans la partie non saturée du conduit. Les marqueurs caractéristiques de l'aquifère autorisent une localisation de l'eau prélevée au sein de l'aquifère (concentrations en ions Na^+) ainsi que de l'état hydrodynamique de l'aquifère durant le prélèvement (concentrations en ions Mg^{2+}) (**Fig. 3.47.**).

4.5 Traçage hydrochimique des interactions entre le conduit et les volumes peu perméables de la zone saturée

Un comportement hydraulique particulier de la zone saturée a été mis en évidence au cours de l'étude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de Fourbanne (*cf. 3.2.3 Interactions hydrauliques entre le conduit et les zones moins perméables qui l'entourent en milieu saturé*). Nous allons maintenant relier ce comportement hydraulique avec l'analyse du signal hydrochimique enregistré à la source de Fourbanne.

La courbe de suivi des concentrations en nitrates est fortement liée, dans sa première partie, avec la courbe de restitution de la rhodamine (**Fig. 3.37.**). Les premières "bouffées" de nitrates enregistrées à Fourbanne proviennent de la zone non-saturée et la sortie de ces volumes d'eau à la source semble être soumise au contrôle hydraulique du conduit, de la même façon que la rhodamine.

L'eau transitant par le conduit, colorée par la fluorescéine, porte elle aussi un marquage en nitrates, mais les concentrations sont moins élevées que pour le signal de la zone d'infiltration diffuse (*cf. 4.4.1 Comportement des éléments d'origine superficielle*). Ce signal correspond à la troisième vague de nitrates enregistrée à la source. Après le passage de trois volumes à fortes concentration en nitrates, la décrue s'amorce et les ions NO_3^- tendent à retrouver leur concentration moyenne mesurable à Fourbanne, qui se situe entre 16 mg.L^{-1} et 17 mg.L^{-1} .

Au début du suivi, la concentration en Mg^{2+} est de $2,7 \text{ mg.L}^{-1}$, elle augmente régulièrement jusqu'à 3 mg.L^{-1} (**Fig. 3.37.**). Cette augmentation fait suite à la forte dilution induite par la crue qui a précédé notre phase d'expérimentation (**Fig. 3.17.**). La concentration en magnésium évolue pour retrouver sa concentration moyenne mesurable à la source. Cette phase est suivie d'un pic à $3,4 \text{ mg.L}^{-1}$, qui est synchrone avec la dernière concentration en

rhodamine mesurée à Fourbanne. Cette forte valeur en Mg^{2+} se corrèle avec une chute des teneurs en nitrates. On assiste ensuite, à une baisse des concentrations en magnésium qui atteignent 3 mg.L^{-1} . Cette forte valeur en magnésium précède l'arrivée d'une nouvelle "bouffée" de nitrates correspondant à l'eau infiltrée à la perte de Verne.

La concentration maximale des ions Mg^{2+} mesurée à Fourbanne est synchrone avec la fin de restitution de la rhodamine et une chute des concentrations en nitrates (**Fig. 3.37.**). L'inversion de gradient, mis en évidence en 3.2.3 (*Interactions hydrauliques entre le conduit et les zones moins perméables qui l'entourent en milieu saturé*), semble avoir une influence sur le signal chimique à la source. La **figure 3.48** présente l'évolution du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} à la source pendant la Crue II.

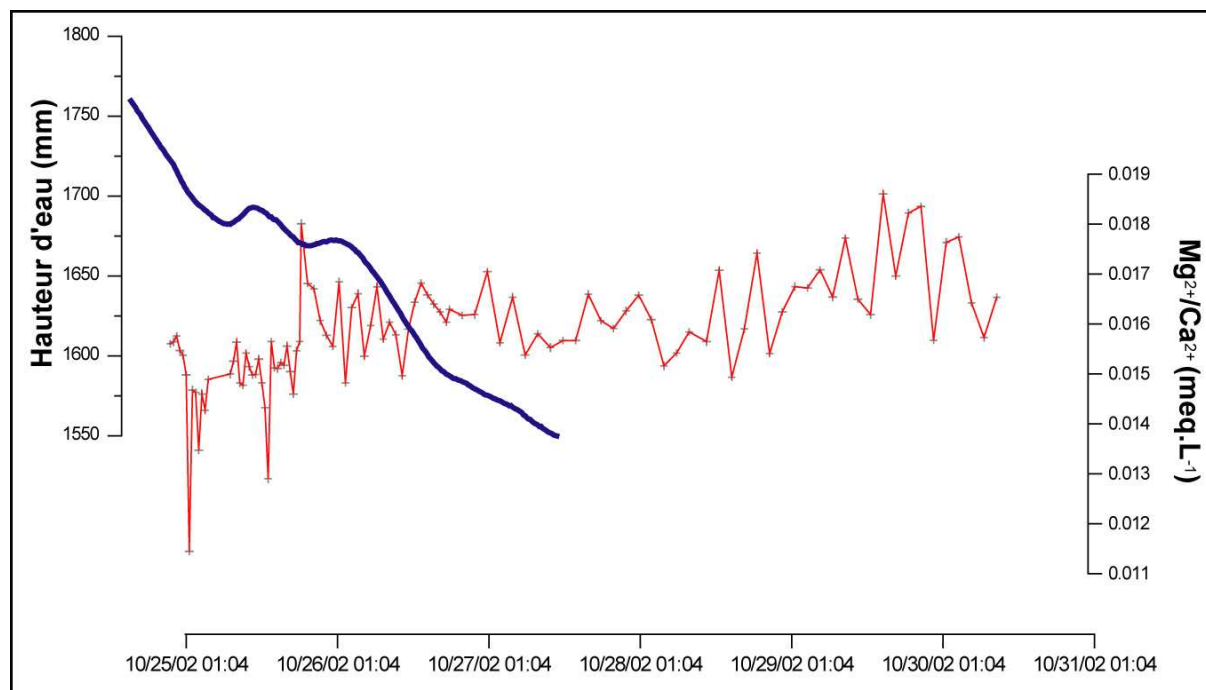


Fig. 3. 48. Evolution du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} à la source de Fourbanne, pendant l'épisode de crue II

Deux pics négatifs (0,015 et 0,013) marquent le début de la crue. Ils correspondent à la restitution de la rhodamine et aux deux "bouffées" de nitrates. On mesure ensuite, un pic positif (0,018) entre le passage des deux ondes de crues (**Fig. 3.48.**) synchrone avec l'arrêt de restitution de la rhodamine et la chute de concentrations des nitrates. Le rapport se stabilise ensuite à une valeur moyenne de 0,016 pour ensuite augmenter en fin de suivi et se stabiliser à une valeur moyenne de 0,017. L'analyse de l'évolution des concentrations en nitrates, en

magnésium et du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} va nous permettre d'enrichir l'analyse des relations entre le conduit et les VPP faite en 3.2.3 (*Interactions hydrauliques entre le conduit et les zones moins perméables qui l'entourent en milieu saturé*) (Fig. 3.49.).

Cependant, avant de commencer l'interprétation croisée des signaux hydrauliques et hydrochimique, il convient d'apporter quelques précisions quant aux conditions hydrodynamiques de réalisation de cette expérimentation. Le système étudié est en crue. Par conséquent, les volumes d'eau contenus dans les VPP n'auront pas une signature typique de zones peu perméables, comme celle mis en évidence à Coaraze, étant donné que les VPP se trouvent en phase de recharge. Ajouté à ceci, le conduit, bien qu'il s'agisse d'une discontinuité extrêmement perméable, peut, selon les conditions hydrogéologiques, être porteur soit d'un signal caractérisant des eaux à long temps de séjour, soit d'un signal chimique caractéristique des eaux à faible temps de séjour. Le conduit transporte l'information chimique des compartiments de l'aquifère qui l'alimente.

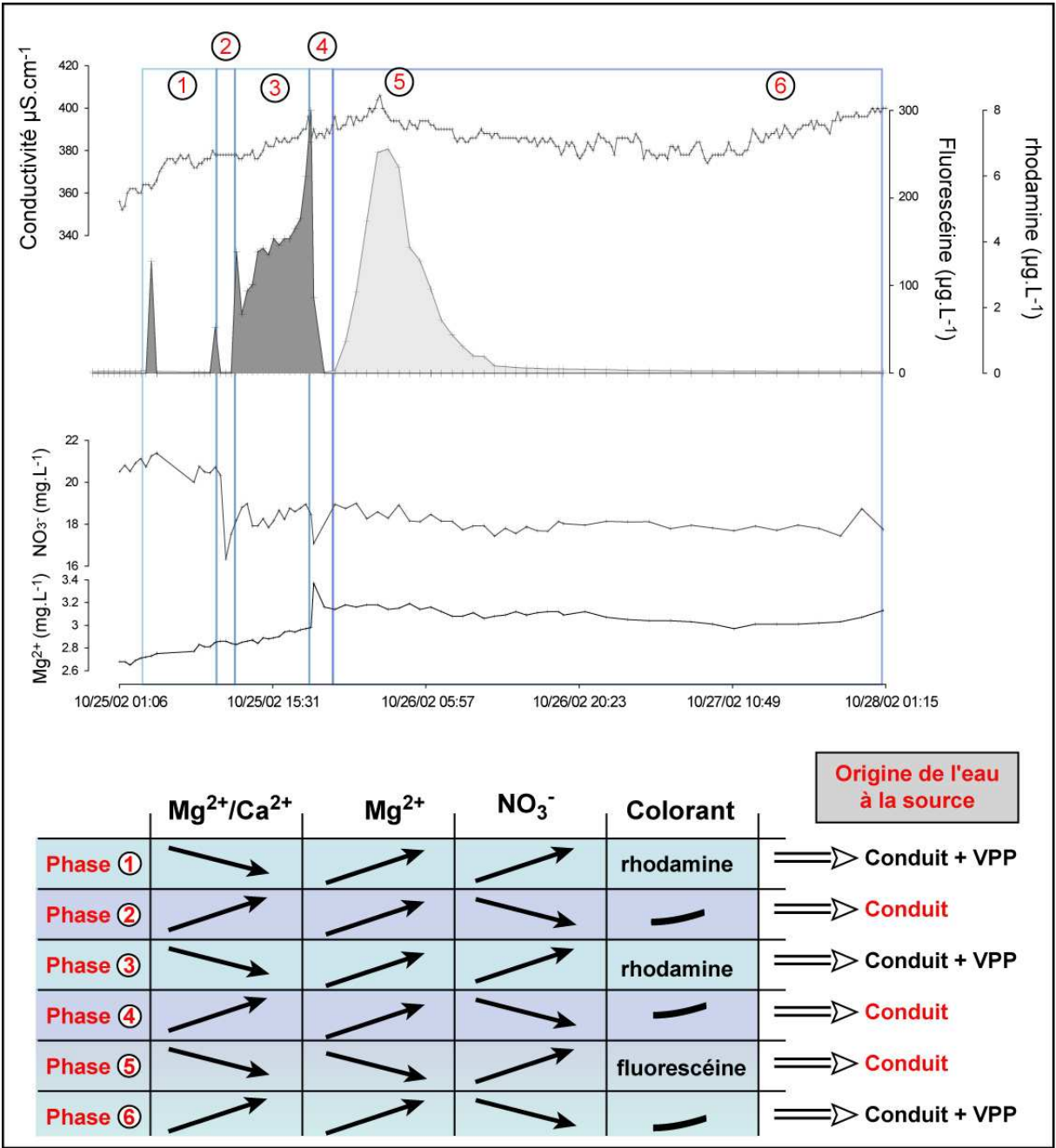


Fig. 3. 49 Détermination de l'origine de l'eau à la source à partir du suivi hydrochimique et hydraulique de la source de Fourbanne.

La restitution de la rhodamine se fait en deux phases (1 et 3 sur figure 3.49.), qui correspondent à des volumes d'eau riches en nitrates faiblement concentrée en magnésium et donc à faible temps de séjour. Cette eau est contenue dans les zones moins perméables que le conduit, situées en position haute par rapport à ce dernier. Durant les phases 1 et 3, l'eau s'écoulant à la source est donc un mélange de l'eau du conduit et des VPP qui l'entourent.

Ces deux phases sont séparées par la sortie à la source, d'un volume d'eau à plus long temps de séjour moins concentré en nitrates et non coloré par la rhodamine (**phase 2 sur Figure 3.49.**). Cette phase intermédiaire correspond à une augmentation de pression dans le conduit, qui induit une inversion de gradient hydraulique et restitue, à la source, une eau caractéristique de la zone saturée à plus long temps de séjour. Les venues d'eau des VPP sont stoppées, et seule l'information hydrochimique transportée par le conduit arrive à la source. Cette information a été acquise par le conduit, avant le début de la crue, lors de la traversée de la première portion de la zone saturée.

Le même comportement se reproduit à la fin de la restitution de la rhodamine (**phase 4 sur Figure 3.49.**). De l'eau à long temps de séjour, caractéristique de la zone saturée, est drainée à la source. Une nouvelle inversion de gradient intervient, induite par la seconde onde de crue.

Le passage de la phase 4 à 5 est particulier. L'inversion de gradient se poursuit, au début de la phase 5, mais cette fois de l'eau à court temps de séjour est drainée par le conduit. La phase 5 correspond à la sortie à la source de l'eau infiltrée aux pertes. En effet, la conductivité diminue, la fluorescéine est restituée, les concentrations en Mg^{2+} diminuent et les nitrates augmentent. Le temps de séjour (rapport Mg^{2+}/Ca^{2+}) de ce volume d'eau, est plus important que celui infiltré en début de crue. L'eau colorée par la rhodamine a séjourné moins longtemps dans l'aquifère que l'eau infiltrée aux pertes, d'où la différence du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} .

Cette arrivée d'eau se confond avec une nouvelle inversion de gradient, induite par le deuxième épisode pluvieux. L'eau présente à cet instant à l'exutoire provient donc exclusivement du conduit, les autres arrivées d'eau étant bloquées par l'inversion de gradient. Les nitrates mesurés à la source correspondent donc aux nitrates infiltrés aux pertes. La baisse des concentrations en magnésium s'explique par la succession dans le conduit de volumes d'eau caractéristiques de la zone saturée (phase 4), qui laissent place à l'eau infiltrée aux pertes (phase 5). Ceci est confirmé par l'augmentation immédiate des teneurs en magnésium lorsque la perturbation provoquée par la crue se termine (**cf. conductivité sur Figure 3.49**). Le magnésium durant la phase 6, tend à retrouver la concentration moyenne mesurable à Fourbanne hors période de crue, qui se situe autour de $4,2 \text{ mg.L}^{-1}$. La source retrouve son régime d'étiage.

L'analyse hydrodynamique et hydrochimique couplée des interactions entre le conduit et les VPP se révèle complexe. En effet, cette interprétation fait appel à l'ensemble des mécanismes hydrauliques et hydrochimiques mis en évidence à Fourbanne. La relation hydrogéochimique

entre le conduit et les zones peu perméables qui l'entourent peut être résumée ainsi (**Fig.3.49** et **Fig. 3.50**):

- **Phase 1** : Le conduit draine la zone saturée et est alimenté par les VPP, eux-mêmes alimentés par l'infiltration dans la zone non-saturée.
- **Phase 2** : Première inversion de gradient, seul le signal caractéristique de la zone saturée transporté par le conduit arrive à la source. L'écoulement des VPP est bloqué.
- **Phase 3** : Fin de la première inversion de gradient liée au passage de la première onde de crue. Le conduit est de nouveau alimenté par les VPP.
- **Phase 4** : La seconde inversion de gradient débute. Les venues d'eau des VPP sont bloquées. Dans un premier temps, le volume d'eau drainé par le conduit est caractéristique de la zone saturée (temps de séjour important, faibles concentrations en nitrates). La seconde phase correspond au transport par le conduit des volumes d'eau infiltrés aux pertes.
- **Phase 5** : L'eau infiltrée aux pertes, au début de la crue, arrive à la source. La seconde inversion de gradient se poursuit. Le signal chimique de l'eau infiltrée aux pertes n'est pas perturbé par les VPP.
- **Phase 6** : La source retrouve son régime d'étiage.

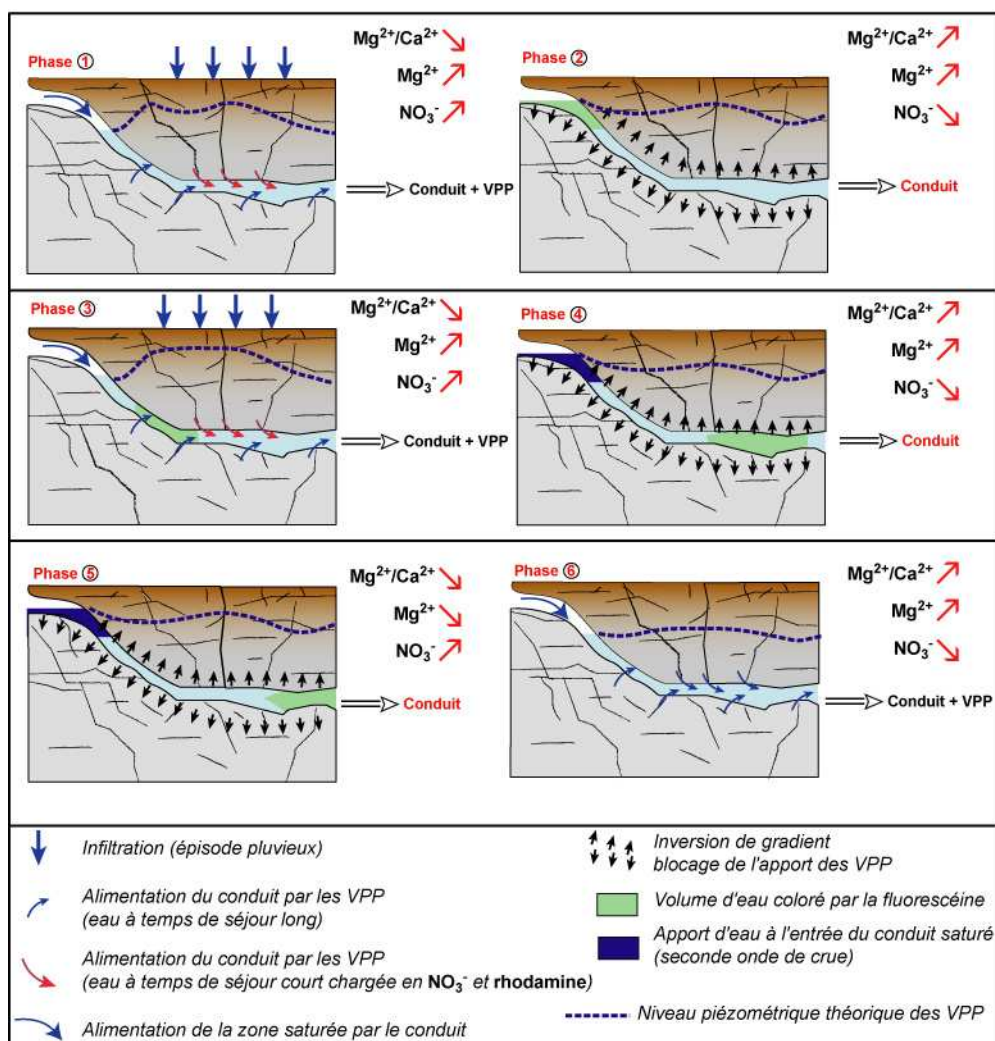


Fig. 3. 50. Modèle conceptuel des interactions conduit/VPP durant l'épisode de "crué 1"

L'étude hydrochimique de l'aquifère de Fourbanne a permis de décomposer clairement et avec une grande précision le signal chimique enregistré à la source. Ceci a été rendu possible grâce à l'étude hydrochimique et hydraulique de l'épisode de Crue I, enrichie des résultats mis en évidence durant l'expérimentation Crue II et des expérimentations réalisées à Coaraze.

4.6 *Interaction entre le conduit et les volumes peu perméables au sein de la zone non-saturée.*

Nous avons montré, lors de l'étude hydrodynamique et hydrochimique de l'aquifère de Fourbanne, que les zones saturées des aquifères karstiques étaient des lieux préférentiels d'échanges entre le conduit karstique perméable et les zones peu perméables. Ces échanges sont contrôlés hydrodynamiquement par les vitesses de transit des volumes d'eau dans la zone non saturée (*cf. 3.1.3. Séparation hydraulique du transfert de l'onde de crue et du transfert de masse*). La zone non saturée parcourue par le conduit karstique principal, constitue une zone de transit majeure de l'aquifère, au sein de laquelle les volumes d'eau sont transportés de la surface vers la zone saturée. Quelle est la participation des zones peu perméables de la zone non saturée dans l'alimentation de ce conduit karstique ?

Pour répondre à cette question et avoir une vision du fonctionnement global de l'aquifère de Fourbanne, nous allons procéder à une décomposition de l'hydrogramme de crue enregistré à Fontenotte. Pour ce faire, nous utiliserons la conductivité électrique mesurée au cours d'un événement pluvieux délimité par deux périodes d'étiage. La période étudiée englobe l'expérimentation Crue II (**Fig. 3.17 et Fig. 3.51.**) et s'étend du 18 au 28 octobre 2002.

Nous considérons que le débit du ruisseau souterrain à Fontenotte (Q_F) s'explique par l'infiltration aux pertes (Q_C) et les apports des zones peu perméables de la zone non saturée (Q_{VPP}):

$$Q_F = Q_C + Q_{VPP} \quad (3)$$

La proportion de ces deux composantes dépend des conditions hydrométéorologiques. L'utilisation des équations de flux (4) et (5) va nous permettre de déterminer la participation des volumes peu perméables par rapport aux volumes d'eau infiltrés aux pertes, dans l'alimentation de la rivière souterraine.

$$Q_{VPP} = Q_F \times [(X_F - X_C) / (X_{VPP} - X_C)] \quad (4)$$

$$Q_C = Q_F \times [(X_{VPP} - X_F) / (X_{VPP} - X_C)] \quad (5)$$

X_F , X_C et X_{VPP} correspondent respectivement à la conductivité électrique mesurée à Fontenotte, à la conductivité mesurée à Verne et la conductivité électrique des volumes peu perméables. Le débit (Q_F) correspond au débit mesuré à Fontenotte toutes les 15 minutes pendant le suivi. Une valeur de conductivité théorique de $700 \mu\text{S}/\text{cm}$ a été introduite pour X_{VPP} . X_C correspond à la conductivité mesurée à Verne (perte du moulin) toutes les 15 minutes. Les calculs ont été réalisés en décalant dans le temps les mesures effectuées à Verne, d'une durée égale au temps de transit des volumes d'eau entre Verne et Fontenotte. Ainsi, le calcul est réalisé à partir du même volume d'eau. Nous quantifions ainsi l'apport des zones peu perméables au sein de la zone saturée, en faisant l'approximation qu'aucun phénomène d'interaction eau/roche (précipitation ou dissolution) n'intervient entre Verne et Fontenotte.

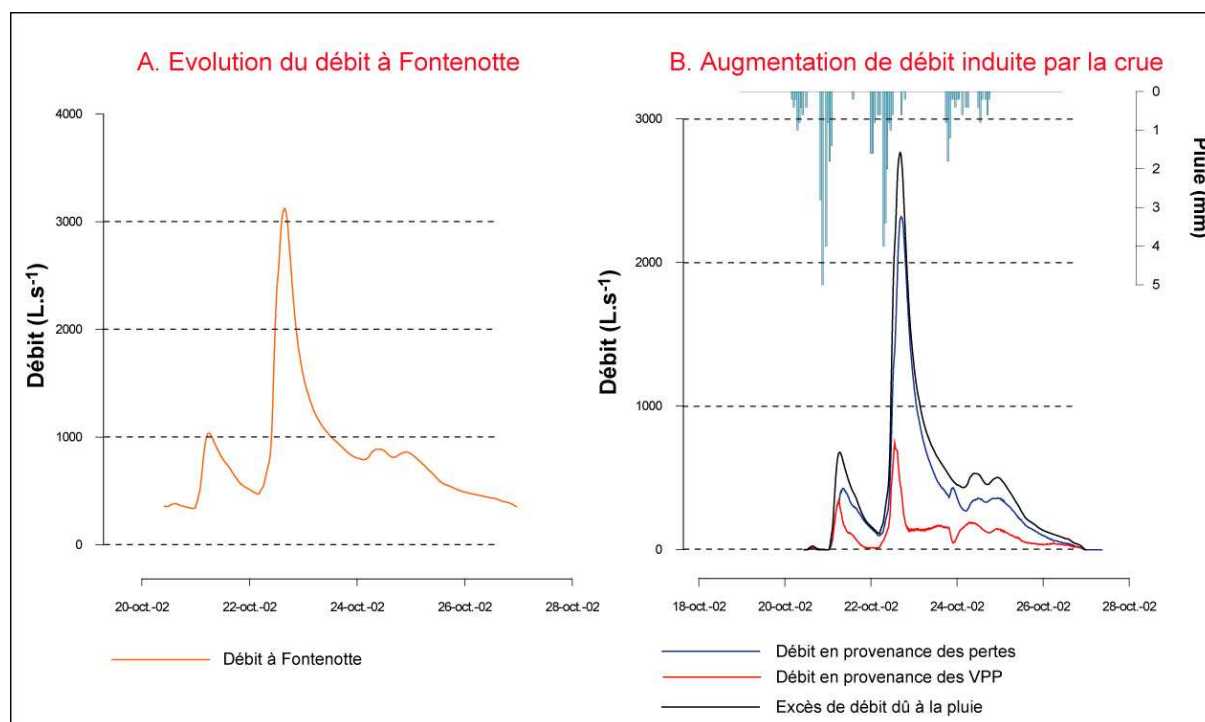


Fig. 3. 51. (A) Evolution du débit à Fontenotte du 18 au 28 octobre 2002 (B) Participation respective des pertes et des VPP à l'alimentation du conduit.

Les équations (4) et (5) donnent les débits en provenance des zones perméables (pertes) et des zones peu perméables pour chaque mesure effectuée au niveau de la station de mesure de Fontenotte (**Fig.3.51**). Nous avons soustrait à ces volumes, le débit d'étiage mesuré avant la crue, de manière à ne considérer que le volume d'eau en excès qui a provoqué la crue. L'intégration de ces courbes dans le temps, permet d'évaluer les volumes d'eau en provenance

des zones peu perméables et des pertes à l'échelle de la crue. Les données obtenues sont résumées dans le **tableau 3.5**.

Tableau. 3. 5. Volumes calculés sur l'ensemble de la crue.

	Volume (m ³)
Volume total écoulé à Fontenotte	669,7.10³
Volume écoulé en surplus durant la crue	273,8.10³
Volume en surplus en provenance des zones perméables	210.10³
Volume en surplus en provenance des VPP	63,8.10³
Lame d'eau infiltrée aux pertes	211,6.10³

Le volume total écoulé à Fontenotte pendant cet épisode atteint $669,7.10^3 \text{ m}^3$. On obtient pour la période du 18/10/02 au 28/02/04 les hydrogrammes présentés **figure 3.51**. Une participation importante des VPP est mise en évidence. En début de crue, ce phénomène est déjà observé par *Mudry (1987)*. Nous attribuons ces pics de participation en liaison avec le lessivage des zones peu perméables de la zone non-saturée. Ce processus est le même que celui observé à l'échelle d'une discontinuité peu perméable, dans l'aquifère de Coaraze (**Fig. 2.29.**) (cf. 4.2.2 *Comportement hydrochimique d'un joint de stratification*). Ce comportement est en cohérence avec les "bouffées" de nitrates, chlorures et sulfates enregistrées à la source.

Les pertes présentes à l'amont du bassin versant, sont les points d'alimentation principaux du conduit. Nous avons comparé le volume de pluie tombé sur l'ensemble du bassin versant imperméable ($5,7 \text{ Km}^2$) de ces pertes, au volume d'eau calculé écoulé à Fontenotte en provenance des zones perméables (**Tableau 3.5.**). La valeur de lame d'eau infiltrée aux pertes ($211,6.10^3 \text{ m}^3$) est très proche du volume en provenance des pertes (210.10^3 m^3) calculé à Fontenotte, à partir de la décomposition de l'hydrogramme. Nous sommes donc en mesure d'affirmer que, 80% de l'augmentation de débit mesurée à Fontenotte est le résultat de la lame d'eau infiltrée au niveau des pertes et ayant précipité sur le bassin fermé du Nord-Est du bassin versant. Les zones peu perméables quant à elles, ont peu d'influence sur l'augmentation de débit de la rivière souterraine, mis à part en début de crue où le volume total en provenance de ces zones est de $63,8.10^3 \text{ m}^3$.

Ceci confirme les résultats obtenus à partir des analyses chimiques réalisées à Fontenotte. La plupart des éléments caractéristiques de la surface, subissent une dilution lors de la traversée de la zone saturée. Les éléments caractéristiques de l'aquifère voient leur concentration augmenter de manière modérée par rapport à l'augmentation mesurée à la sortie de la zone saturée. La zone non saturée semble donc jouer principalement un rôle dans le transport du signal hydraulique et chimique vers la zone saturée, sans leur apporter de modifications significatives. Les interactions entre les zones perméables et peu perméables sont limitées.

5 Conclusion

La seconde phase de travail présentée dans ce troisième chapitre a, tout d'abord permis d'enrichir la connaissance du système karstique de Fourbanne, dont l'exutoire est une source importante de la basse vallée du Doubs. Ce site n'était jusqu'à présent connu que sous son aspect spéléologique. Cette étude a permis de définir son fonctionnement hydrogéologique et de mettre en évidence quelques traits caractéristiques propres à son fonctionnement, tel que l'influence du Trias sur la signature hydrochimique des eaux d'infiltration et de l'aquifère. Mais avant tout, un certain nombre de mécanismes décrits à la suite des résultats obtenus et des méthodologies utilisées, viennent enrichir la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des aquifères de type karstique. Nous nous sommes principalement intéressés aux conditions, aux modalités et aux zones privilégiées d'échanges entre les conduits perméables et les volumes moins perméables.

Le champ de perméabilité investigué à Fourbanne est beaucoup plus large qu'à Coaraze. Les essais de traçages réalisés permettent d'évaluer, à partir des temps de transit de la fluorescéine, l'ordre de grandeur de la perméabilité du conduit à $1.10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$. Si l'on se réfère à la **figure 1.15. (Kiraly, 1969)**, cet ordre de grandeur de perméabilité du conduit appartient aux zones les plus perméables des aquifères karstiques. L'étude successive de Coaraze et de Fourbanne, nous permet donc de couvrir l'ensemble du champ de perméabilité observable dans les aquifères karstiques. Les volumes peu perméables, considérés lors de l'étude du système de Fourbanne, couvrent donc les perméabilités inférieures à 10^{-2} m.s^{-1} , ce qui correspond au champ de perméabilités étudié à Coaraze. On peut donc schématiser l'aquifère de Fourbanne comme un emboîtement de sous-systèmes semblables à celui de Coaraze, parcourus par des conduits très perméables. Au sein de cette structure, le drainage et la répartition des pressions se hiérarchisent suivant les perméabilités des discontinuités. Au sein des volumes peu perméables, les discontinuités les plus perméables (qui correspondent aux drains sur le site de Coaraze) conditionnent le comportement hydraulique de ces volumes. A l'échelle de l'aquifère, ils sont eux-mêmes contrôlés par le drainage et les variations de pression dans le conduit très perméable.

Le résultat majeur de cette étude du site de Fourbanne tient dans la mise en évidence du contrôle hydraulique à travers la zone non-saturée, de l'état hydrodynamique de la zone

saturée par l'infiltration aux pertes. Ce contrôle hydraulique a des conséquences sur les interactions entre le conduit perméable et les volumes moins perméables qui l'entourent. La perturbation hydraulique de la zone saturée intervient avant l'arrivée des volumes d'eau infiltrés aux pertes, ce qui a pour effet de mobiliser des volumes d'eau non concernés au départ par la crue.

Concernant les mécanismes hydrogéochimiques, l'évolution des concentrations des éléments caractéristiques de l'aquifère, suivant la perméabilité du milieu, mis en évidence à Coaraze, a été retrouvée à Fourbanne. Une participation plus importante de ces zones à l'alimentation du conduit dans la zone saturée de l'aquifère a été démontrée. Les éléments caractéristiques de la surface ont montré une évolution contrastée lors de la traversée de l'aquifère, suivant leur mode d'infiltration en surface. Il en résulte des concentrations plus élevées, lors d'une infiltration de type diffus. Ceci est la conséquence d'un stockage des éléments anthropiques dans les discontinuités peu perméables de la zone non saturée suivi d'un relargage concentré à l'occasion d'une crue. Les expérimentations réalisées à Coaraze montrent l'influence des variations piézométriques de la surface libre dans le stockage des éléments anthropiques à l'interface zone saturée/zone non saturée. La restitution de ces éléments à la source est ensuite contrôlée par l'évolution de pression dans la zone saturée contrôlée par le conduit.

Jeannin (1996) met en évidence plusieurs particularités hydrauliques des aquifères karstiques qui limitent la possibilité d'interprétation des mesures hydrauliques en milieu karstique. Il démontre la non représentativité, en milieu karstique, des mesures de pressions réalisées en forage. De plus, les changements extrêmement rapides des paramètres hydrauliques rendent difficile le suivi dans le temps des variations hydrauliques.

L'étude réalisée au niveau de l'aquifère karstique de Fourbanne montre une utilisation de l'hydrochimie adaptée, pour répondre aux problèmes posés par l'hétérogénéité des aquifères karstiques et aux problèmes soulevés par *Jeannin (1966)*. En effet, l'analyse du signal chimique fourni par la source permet de remonter aux variations de charges et aux échanges intervenus entre le conduit et les volumes peu perméables. Le signal hydrogéochimique transporté par le conduit est la mémoire de l'aquifère. L'étude du site de Coaraze a démontré la dépendance de la chimie de l'eau face aux paramètres hydrauliques de l'aquifère. Chaque variation hydraulique, même de courte durée, intervenant dans le système karstique, laisse une trace hydrogéochimique qui est ensuite transportée à la source par le conduit. L'utilisation de ce concept à Fourbanne, permet de lire le signal chimique à la source, qui est représentatif

des modifications hydrauliques intervenues au cœur de l'aquifère. L'analyse de ce signal permet donc de reconstituer les variations hydrauliques intervenant au cœur de l'aquifère, qui peuvent ne pas avoir de manifestation hydraulique à la source.

Reste un point que nous n'avons pas encore abordé au niveau de l'aquifère de Fourbanne. Il s'agit du couplage hydromécanique dépendant de la perméabilité des discontinuités, abordé durant l'étude de l'aquifère de Coaraze. Nous allons aborder cette problématique dans le chapitre suivant et plus précisément, l'effet d'une déformation mécanique de l'aquifère sur son comportement hydraulique et le signal hydrogéochimique qui en découle. Nous dresserons ainsi un modèle conceptuel du fonctionnement hydro-méca-chimique des aquifères fracturés carbonatés.

Chapitre 4 : Traçage hydrochimique des modifications hydrauliques induites par la déformation d'un aquifère karstique

Ce chapitre va permettre de synthétiser l'ensemble des mécanismes hydrauliques, hydrochimiques et mécaniques mis en évidence durant l'étude de l'aquifère de Coaraze et de l'aquifère de Fourbanne. La bonne compréhension du fonctionnement naturel de l'aquifère de Fourbanne acquise au chapitre précédent était indispensable à une bonne interprétation des signaux hydrochimiques qui vont être exposés dans ce chapitre. L'étude et les mécanismes mis en évidence à Coaraze ont été indispensables à la compréhension de la genèse des signaux enregistrés.

À la suite d'un séisme d'une magnitude de 5,1 (M_L) aux abords de la vallée du Doubs, un signal hydrochimique post-sismique a été enregistré à la source de Fourbanne. Ce signal, qui consiste en une augmentation de la conductivité électrique de l'eau a été enregistré pendant une durée de 12 jours à la source de Fourbanne, après la secousse sismique. Nous allons démontrer que cette augmentation de la conductivité électrique de l'eau à la source est le résultat d'une amélioration de perméabilité d'une catégorie de fractures de l'aquifère de Fourbanne. La variation de contrainte crustale au cours du cycle sismique est la cause de cette augmentation de perméabilité.

Des augmentations de conductivité électrique du même ordre de grandeur sont fréquemment observables à Fourbanne avec une durée beaucoup plus limitée dans le temps. Elles correspondent à des oscillations de conductivité qui précèdent les crues importantes. La comparaison de ce signal avec le signal post-sismique va nous permettre d'émettre une première hypothèse quant à l'origine de ces variations de conductivité électrique de l'eau, inexplicables jusqu'à maintenant. L'interprétation de ces oscillations de conductivité n'en est pour le moment qu'à un stade embryonnaire et constitue avant tout une piste de recherche intéressante pour le futur dans l'étude des couplages hydro-mécaniques liés au chargement dynamique des réservoirs fracturés superficiels.

1. Introduction

Nous avons montré à l'échelle de l'aquifère de Coaraze, un impact de la déformation sur le comportement hydraulique des discontinuités. Suivant la perméabilité des discontinuités une déformation d'origine hydromécanique ou thermomécanique par exemple, n'aura pas le même impact hydraulique. En parallèle, il apparaît que le signal chimique de l'eau drainée par une discontinuité est dépendant de sa perméabilité. La perméabilité détermine le temps de séjour de l'eau et par conséquent, augmente sa minéralisation, dans le cas d'une faible perméabilité. Indirectement, la déformation d'une discontinuité devrait donc avoir un impact sur le signal chimique de l'eau qu'elle draine (**Fig. 2.36**) (*cf. Chapitre 2*).

Nous ne sommes pas parvenu à établir ce lien au cours de nos travaux à l'échelle de Coaraze. Des expérimentations complémentaires devraient être réalisées. C'est l'étude de l'aquifère de Fourbanne qui va nous permettre d'établir un lien entre la signature chimique de l'eau et la déformation de l'aquifère. Ceci a été rendu possible à partir de l'étude d'une réponse hydrochimique post-sismique enregistrée à la source de Fourbanne. Nous allons nous intéresser à ce phénomène hydrogéologique particulier dans la seconde partie de ce chapitre. L'interprétation de cette réponse hydrogéochimique va nous permettre de fournir un début d'interprétation à des variations de minéralisation jusque là inexplicables, enregistrées dans l'aquifère de Fourbanne. Ces variations de minéralisation se manifestent par des augmentations de la conductivité électrique enregistrées lors du suivi du comportement naturel de l'aquifère de Fourbanne. Cette problématique sera abordée dans la troisième partie de ce chapitre.

2. Variation de perméabilité post-sismique de l'aquifère de Fourbanne

n.b. Ce travail a fait l'objet d'un article publié dans le journal *Geophysical Research Letters* (Annexe 2)

2.1 Description de l'évènement sismique et du signal hydrochimique

2.1.1. Le séisme de Besançon

Le lundi 23 février 2004 à 18h31 (heure locale) un séisme de magnitude 5.1 M_L (<http://renass.u-strasbr.fr>) s'est produit dans la vallée du Doubs entre Baume-les-Dames et Besançon (47.3°N, 6.3°E) (**Fig. 3.1. et Fig.4.1.A**). Ce séisme a été ressenti très largement en dehors du Doubs dans tout l'Est de la France, en Suisse et dans le Sud-Ouest de l'Allemagne. Le massif du Jura est une région à faible sismicité notamment sur sa bordure ouest, ce séisme constitue donc un évènement géologique rare pour la région.

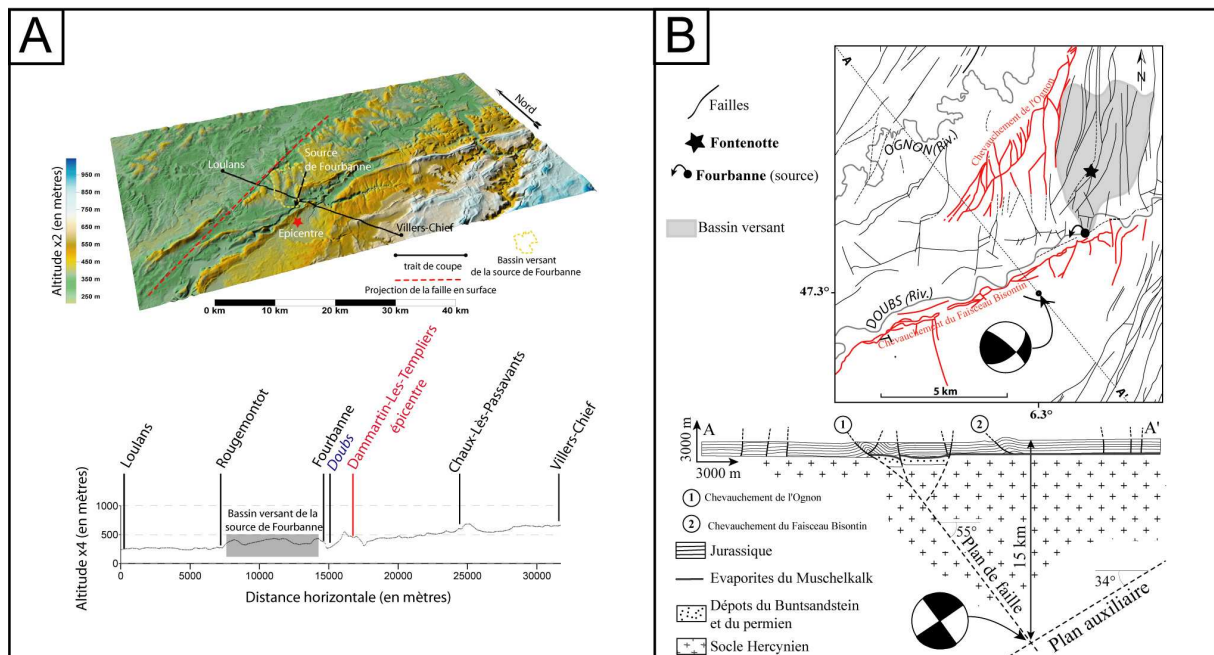


Fig. 4. 1. (A) Localisation géographique de l'épicentre et de l'aquifère de Fourbanne au niveau de la bordure Ouest du massif du Jura. (B) Localisation de l'épicentre, de l'hypocentre et du bassin versant de la source de Fourbanne, dans leur contexte géologique et structural

Un mécanisme au foyer a été calculé par le Centre Sismologique Suisse de Zurich par modélisation de formes d'ondes (<http://seismo.ethz.ch/>) (**Fig. 4.1.B**). Ce mécanisme permet d'identifier deux composantes inverses décrochantes, l'une inverse/sénestre N64 à pendage vers le sud (55°), l'autre inverse/dextre N115 à pendage vers le nord (34°) (BCSF, 2004). Ce mécanisme est très proche de la détermination effectuée indépendamment par inversion des données accélérométriques par Delouis (<http://www-geoazur.unice.fr/>).

Dans cette partie du Jura, la couverture plissée d'âge Jurassique n'atteint pas les 3 Km d'épaisseur (Becker et al., 1987; Sommaruga, 1999; Becker, 2000), ce qui situe la zone de décollement jurassique à quelques kilomètres de la surface. L'hypocentre se situe à une profondeur de 15 Km \pm 5 Km (**Fig. 4.1.B**). Ceci serait compatible avec la réactivation de failles hercyniennes ou oligocènes de direction N60 identifiées dans le socle (Becker et al., 1987; Becker, 2000; Homberg et al., 2002). Une partie du mouvement inverse/sénestre de ces accidents de socle se serait propagé en surface et serait à l'origine des plis localisés du front du Jura (Faisceau Bisontin) (BCSF, 2004). Le mécanisme au foyer de ce séisme avec une composante essentiellement inverse sur un plan de direction N60 est compatible avec une direction de contrainte principale NW-SE dans cette partie du Jura (Becker et al., 1987; Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Homberg et al., 2002; Becker et al., 2005).

Une construction géométrique (Charmoille et al., 2005) basée sur la localisation épicentrale, la profondeur focale et le mécanisme au foyer (<http://renass.u-strasbr.fr>), nous montre que le prolongement en surface de cette faille du socle correspond à la faille de l'Ognon, qui marque la limite Nord-Ouest de l'aquifère de Fourbanne (**Fig. 4.1.A et B, Fig. 3.5 et Fig.3.9 cf. Chapitre 3**).

2.1.2. Le signal de conductivité électrique post sismique

Entre minuit et 01h00 le 24 février, le dispositif de mesure installé à la source de Fourbanne enregistre le début d'une augmentation anormale de la minéralisation de l'eau (**Fig. 4.2B**). Cette augmentation de conductivité électrique de $50\mu\text{S.cm}^{-1} \pm 1\mu\text{S.cm}^{-1}$ peut être qualifiée d'anormale étant donné l'historique de mesure que nous possédons à la source de Fourbanne et les connaissances acquises au cours de l'étude de ce système karstique (**cf. Chapitre 3**). En effet, le comportement de l'aquifère vis-à-vis des événements hydrométéorologiques est bien contraint et il paraît difficile d'expliquer cette augmentation brutale de minéralisation de l'eau

par une interprétation hydrogéologique classique. Cette augmentation de conductivité n'est accompagnée d'aucune variation synchrone des autres paramètres surveillés (hauteur d'eau, température) permettant d'expliquer classiquement une variation de minéralisation.

Il est donc tentant de faire un lien entre l'évènement tectonique, constitué par le séisme, et l'augmentation de minéralisation de l'eau de la source de Fourbanne. Ajouté à ceci, des variations de conductivité du même type ont été enregistrées sur le réseau de la Milandrine (**Fig. 4.3.**) (Données fournies par MFR Géologie-Géotechnique® SA) dans l'Ajoie (Jura suisse). Le signal anormal de conductivité électrique enregistré à Fourbanne n'est donc pas propre à cet aquifère. Ceci exclut toute origine anthropique de ce signal en provenance du bassin versant, ou biais de mesure au niveau de la station d'enregistrement, pouvant être à l'origine de cette augmentation de conductivité électrique de l'eau à Fourbanne. De manière à fournir une interprétation rigoureuse de cette variation de conductivité, nous allons d'abord décrire en détail les variations de hauteur d'eau et de conductivité enregistrées à Fontenotte et Fourbanne avant, pendant et après le séisme (**Fig. 4.2. et Fig.4.4.**).

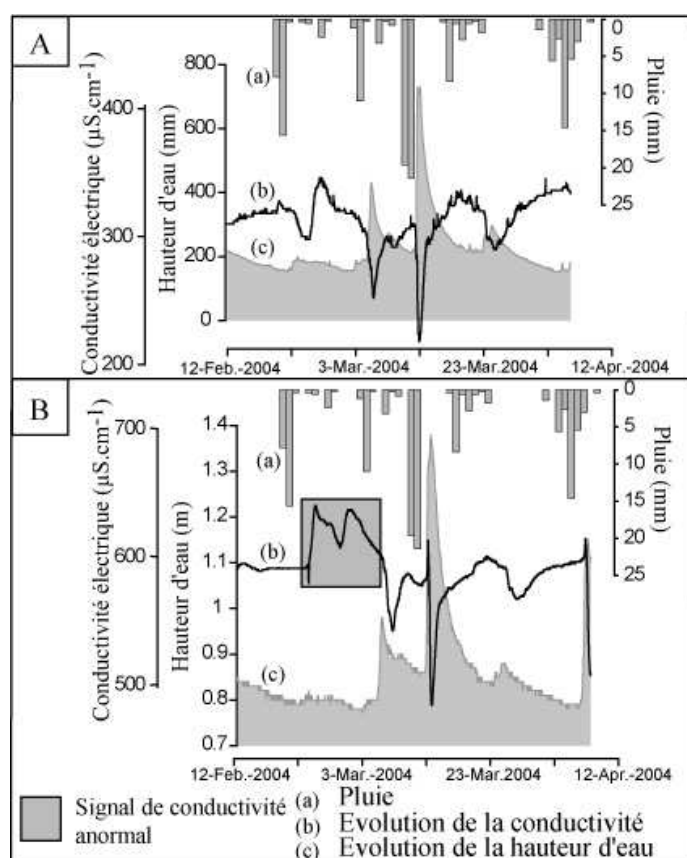


Fig. 4. 2. (A) Suivi des précipitations (a), de la hauteur d'eau (b) et de la conductivité électrique (c) à la station de mesure de Fontenotte (zone non-saturée). (B) Suivi des précipitations (a), de la hauteur d'eau (b) et de la conductivité électrique (c) à la station de mesure de Fourbanne (Zone saturée) (Charmoille et al., 2005).

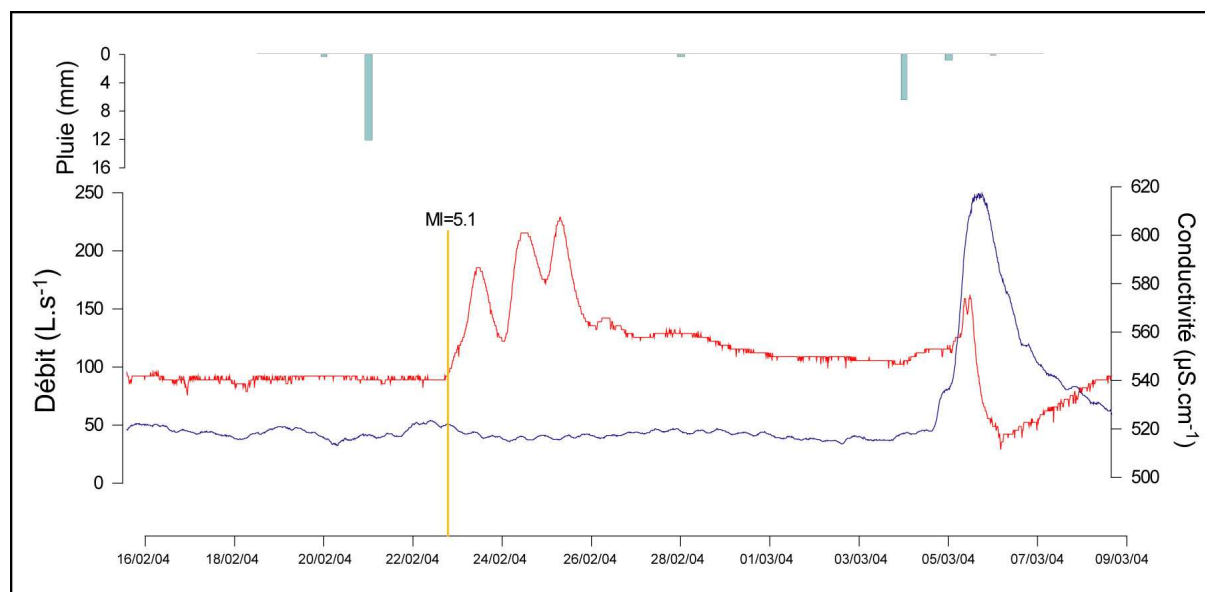


Fig. 4. 3. Augmentation de conductivité anormale enregistrée dans le réseau de la Milandrine (Suisse)

A. Station de mesure de Fontenotte

Du 12/02/04 au 01/03/04 la station de mesure de Fontenotte enregistre un épisode d'infiltration induit par une fonte de neige et un épisode pluvieux (7,8 mm le 21/02/04 et 15,6 mm le 22/02/04) (**Fig. 4.2A.**). L'augmentation maximale de hauteur d'eau atteint 50 mm le 22/02/04 à 01h00. La dilution induite par cette recharge débute le 23/02/04 et atteint sa valeur la plus basse dans la journée du 24/02/04, ce qui représente une chute de $20 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$. Cette phase de dilution est interrompue de manière brutale par une augmentation de conductivité de $42 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ qui débute deux heures après le séisme et atteint sa valeur maximale le 26/02/04 (**Fig. 4.2A.**).

B. Station de mesure de Fourbanne

Du 12/02/04 au 06/03/04, une augmentation significative de la minéralisation de l'eau est enregistrée à la station de mesure de Fourbanne (**Fig. 4.2.B et Fig.4.4.**). Cette augmentation atteint une valeur maximale de $640 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ (**Fig.4.4.**). Elle intervient 7 heures après le séisme et va s'étendre pendant 12 jours. Le signal enregistré peut être divisé en trois parties (**Fig.4.4.**). Une première phase d'augmentation de $3 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ par heure est enregistrée pendant 12 heures. Elle est précédée par plusieurs chutes de conductivité ponctuelles inférieures en moyenne de

15 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ à la conductivité mesurée (**Fig.4.4.**). Cette augmentation de conductivité est ensuite suivie du 26/02/04 au 03/03/04 d'une dilution puis d'une nouvelle augmentation de conductivité. Ces épisodes de dilution puis d'augmentation de conductivité correspondent au passage du signal enregistré à Fontenotte. Ensuite, jusqu'au 06/03/04 la conductivité décroît régulièrement pour retrouver sa valeur initiale à l'occasion d'une crue (**Fig. 4.2.B**). Durant toute cette période, le niveau d'eau à la source ne varie que de quelques centimètres. Cette variation correspond au passage de l'onde de crue enregistrée à Fontenotte qui atteint sa valeur maximale à Fourbanne le 24/02/04 à 01h00.

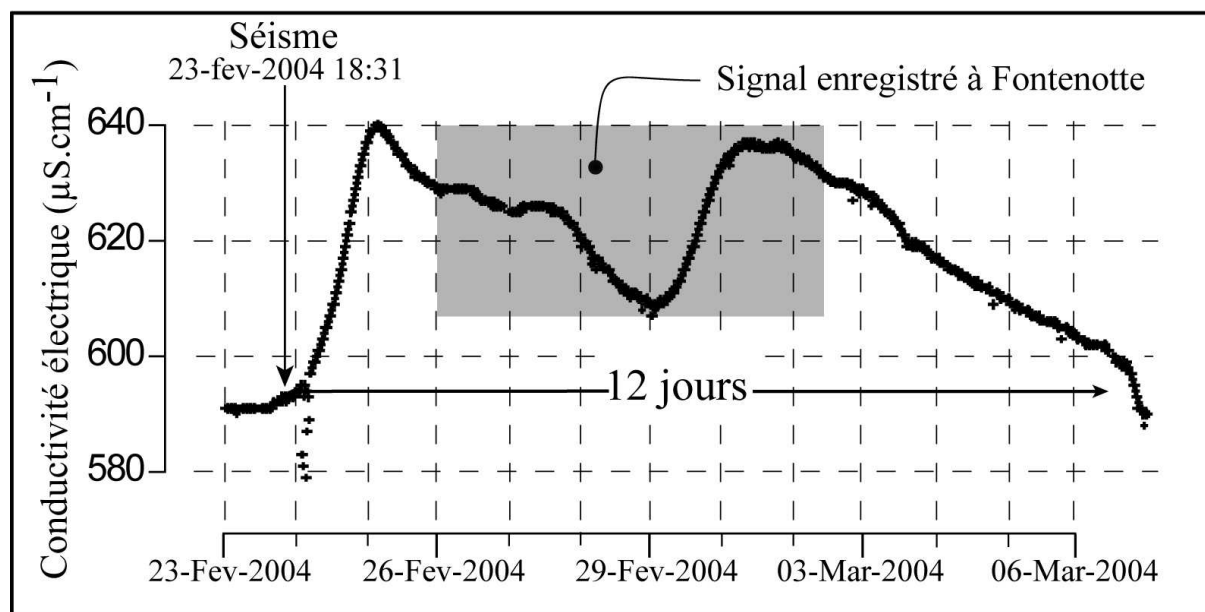


Fig. 4. 4. Détail du signal de conductivité post-sismique enregistré à la source de Fourbanne (Charmoille et al., 2005)

L'analyse des enregistrements des stations de Fontenotte et Fourbanne révèle la présence d'une augmentation de conductivité électrique de l'eau sur les deux points de mesure, sans lien hydrogéologique avec les événements météorologiques et le comportement hydrodynamique de l'aquifère. Il faut préciser que la température montre, sur les deux points de mesure, une évolution en accord avec l'évolution des hauteurs d'eau, ce qui ne permet donc pas de corrélérer ce paramètre avec la conductivité électrique de l'eau.

Nous attribuons donc l'augmentation de conductivité électrique, enregistrée à Fourbanne, à Fontenotte ainsi que dans le réseau de la Milandrine, à l'évènement sismique qui précède de quelques heures ces augmentations de minéralisation. De manière à fournir une explication sismo-tectonique en accord avec les données hydrogéologiques récoltées au niveau de

l'aquifère de Fourbanne, nous allons passer en revue les différents mécanismes fournis par la bibliographie pour expliquer les phénomènes hydrogéologiques liés aux séismes.

2.2 Etat de l'art

Plusieurs types de réponses hydrogéologiques ont été observées et mesurées depuis des décennies dans différentes régions du globe (*Briggs et Troxell, 1955; Wood et King, 1977; Muir-Wood et King, 1993; Toutain et Baubron, 1999; Vittori et al., 2000; Montgomery et Manga, 2003; Roeloffs et al., 2003*) :

- des variations de débits de sources,
- des variations de niveaux piézométriques dans des forages ou des puits,
- des variations de composition chimique de l'eau,
- des émissions de gaz (dissous).

On peut classer les réponses hydrogéologiques liées aux séismes de plusieurs manières différentes (*Montgomery et Manga, 2003*). Une première classification utilise des critères spatiaux et classe les phénomènes hydrogéologiques liés aux séismes suivant que l'on se trouve dans le champ proche ou éloigné de la rupture sismique. Ainsi, comme le présente la **figure 4.5.**, plusieurs mécanismes peuvent expliquer en champ proche les variations de débit ou de modalités d'écoulement de l'eau en surface. Le plus souvent, les modifications hydrogéologiques ayant lieu en champ proche interviennent peu de temps après le séisme et se prolongent durant une longue période après l'évènement sismique, contrairement aux modifications induites en champ éloigné pour lesquelles la variation intervient après un certain délai et semble réversible. La persistance de la modification induite, après le séisme, est aussi un critère de différenciation entre les différents types de réponses, suivant qu'elles sont durables ou temporaires.

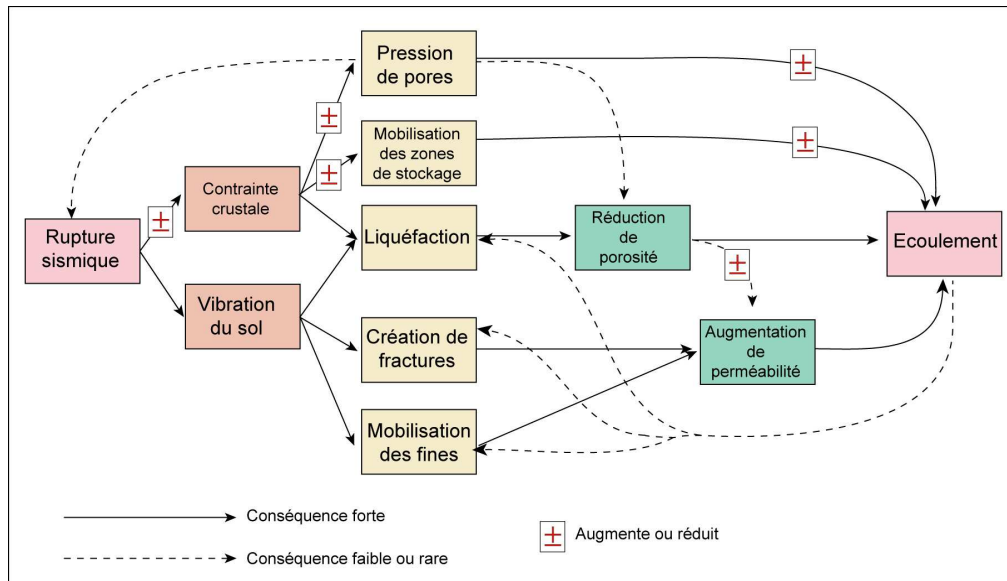


Fig. 4. 5. Ensemble des mécanismes pouvant produire une réponse hydrogéologique en terme d'écoulement dans le champ proche de la rupture sismique

On peut aussi classer ces phénomènes hydrogéologiques en terme temporel, selon qu'ils interviennent avant (pré-sismique), pendant (co-sismique) ou après le séisme (post-sismique). Enfin, la nature de la réponse hydrogéologique (augmentation de débit, variation de niveau piézométrique ou encore modification hydrogéochimique) peut être un critère de différenciation des réponses sismiques.

Ces différents types de phénomènes hydrogéologiques, liés aux séismes, révèlent des mécanismes d'initiation de la réponse différents. Ces mécanismes dépendent principalement de la distance à l'épicentre et du contexte géologique local. Nous allons présenter l'ensemble des mécanismes mis en évidence par les auteurs ayant travaillé sur ces manifestations hydrogéologiques particulières, puis mettre en évidence le mécanisme le plus adapté pour expliquer la réponse hydrogéochimique post-sismique enregistrée à Fourbanne. L'ensemble de ces mécanismes est synthétisé sur la **figure 4.6**.

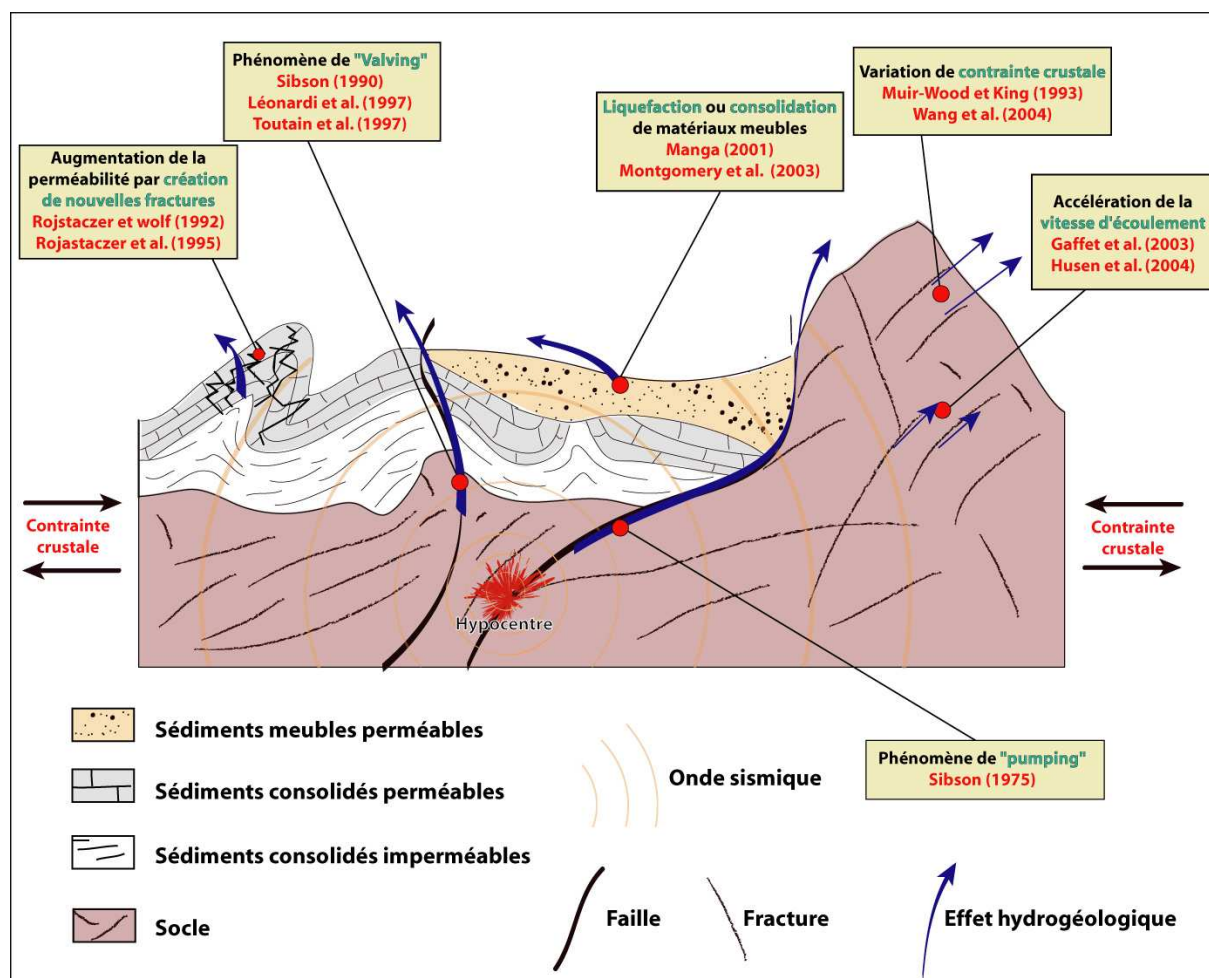


Fig. 4. 6. Synthèse bibliographique de l'ensemble des mécanismes pouvant induire une réponse hydrogéologique pré-sismique, co-sismique ou post sismique.

2.2.1. Mécanismes liés aux fluides de la zone de faille

Les principales variations hydrochimiques observées aux exutoires ont une origine "hydrothermale" (Unruh et al., 1992; Toutain et al., 1997; Poitrasson et al., 1999; Tokunaga, 1999; Favara et al., 2001; Koch et al., 2003; Song et al., 2003; Claesson et al., 2004), il en est de même pour les émissions de gaz (Toutain et Baubron, 1999). Nous entendons par hydrothermales, des eaux en provenance d'aquifères profonds à long temps de séjour, se caractérisant par des températures élevées et une minéralisation importante (profondeur >> 100 mètres suivant les régions). Dans certains cas, ces modifications hydrogéochimiques interviennent avant le séisme lui-même et pourraient donc être utilisées comme des précurseurs sismiques (Silver et Wakita, 1996; Toutain et al., 1997; Roeloffs, 1999; King et

al., 2000; Claesson *et al.*, 2004). Cependant, la plupart du temps, le signal hydrochimique qui en résulte parvient en surface après le séisme (Toutain *et al.*, 1997).

Ces signaux hydrochimiques sont le plus souvent le résultat de la mise en communication d'aquifères différents suite à un effet de "valve" ou de "pompe" (**Fig.4.6.**) (Sibson *et al.*, 1975; Sibson, 1990) induit par la rupture sismique (Muir-Wood *et King*, 1993; Leonardi *et al.*, 1997; Montgomery *et Manga*, 2003). L'effet de valve (Sibson, 1990) correspond à la rupture d'un niveau imperméable en position haute par rapport à un aquifère sous pression (**Fig.4.6.**). La rupture sismique induit la rupture de la barrière imperméable et l'expulsion vers les aquifères superficiels des fluides profonds. L'effet de "pumping" (Sibson *et al.*, 1975) correspond à l'expulsion de fluides contenus dans les fractures de la zone de faille. Lors de la rupture, la déformation de ces fractures produit un effet de pompe qui expulse les fluides vers la surface (**Fig.4.6.**). Ces mécanismes se déroulant au niveau de la zone de faille, produisent le plus souvent des modifications hydrauliques en surface, qui accompagnent les perturbations hydrochimiques.

2.2.2. Changement des propriétés hydrauliques de l'aquifère

Les phénomènes pré-, co- ou post-sismiques les mieux expliqués et documentés sont les augmentations de débit des sources ou des cours d'eau, ainsi que les variations de niveau piézométrique positives ou négatives mesurées dans les forages (Briggs *et Troxell*, 1955; Rojstaczer *et Wolf*, 1992; Muir-Wood *et King*, 1993; Rojstaczer *et al.*, 1995; Shimizu *et al.*, 1996; Leonardi *et al.*, 1997; Bella *et al.*, 1998; Leonardi, 1998; Esposito *et Thomson*, 1999; Leonardi *et al.*, 1999; Tokunaga, 1999; Manga, 2001; Manga *et al.*, 2003; Montgomery *et Manga*, 2003; Roeloffs *et al.*, 2003; Rutqvist *et Stephansson*, 2003; Leonardi *et Gavrilenko*, 2004). Les réponses ayant lieu en champ éloigné résultent de l'interaction entre les propriétés de l'aquifère et la contrainte passagère induite par le passage des ondes sismiques (Montgomery *et Manga*, 2003).

L'augmentation des débits de sources ou de rivières peut ainsi être expliquée en lien avec la propagation de l'onde sismique, par expulsion de l'eau, et compaction ou liquéfaction, des formations superficielles meubles de type alluvionnaire (**Fig.4.5. et Fig.4.6.**) (Muir-Wood *et King*, 1993; Manga, 2001; Manga *et al.*, 2003; Montgomery *et Manga*, 2003).

Rojstaczer et al., (1992 et 1995) expliquent les variations de niveau piézométrique ainsi que les augmentations de débit des sources par une amélioration de perméabilité. *Rojstaczer et al.* (1995) calcule que ce changement des propriétés hydrauliques du milieu est compatible avec la magnitude et l'état de contrainte provoqué dans la croûte superficielle par la propagation de l'onde sismique. L'augmentation de perméabilité serait produite par la création de nouvelles fractures et micro fractures ou encore par des phénomènes de décolmatage (mobilisation des fines présentes dans les fractures) (**Fig.4.6.**), l'augmentation de débit qui en découle étant proportionnelle à l'augmentation de perméabilité produite. Enfin, il suggère que la perméabilité des aquifères d'une région sismique donnée est un paramètre qui varie au cours du temps : elle augmente durant les périodes de forte sismicité et elle diminue durant les périodes inter-sismiques. *Manga (2001)* contredit *Rojstaczer (1992 et 1995)* en étudiant les courbes de récession pluriannuelles des cours d'eau ayant été affectés par le séisme, il observe que les pentes de récession ne sont pas différentes avant et après le séisme. Il en déduit que la conductivité hydraulique de l'aquifère n'a pas changé mais que c'est le gradient hydraulique qui a changé. Cette augmentation de charge serait due à l'expulsion de l'eau stockée à de faibles profondeurs. Ce type de réponse serait donc plus marqué durant les périodes d'étiages, ce qui n'a pu être vérifié.

Muir-Wood et King (1993) nuancent la théorie d'amélioration de perméabilité suggérée par *Rojstaczer (1992)*. *Muir-Wood et King (1993)* émettent l'hypothèse selon laquelle la variation de niveau piézométrique dans des forages est fonction du mécanisme au foyer du séisme et du champ de déformation volumétrique induit en surface par la variation de contrainte sismique (**Fig.4.6.**). Ainsi, dans le cas d'un jeu normal de la faille, l'eau serait expulsée des fractures verticales alors que dans le cas d'un jeu inverse, la pression diminuerait dans les fractures verticales. Le modèle théorique établi par ces auteurs est validé par un modèle numérique. Lors d'un séisme, on peut différencier en surface des zones en compression et d'autres zones en extension. Dans les zones en compression, la variation de pression dans les fractures verticales serait positive alors qu'elle serait négative dans les zones en extension. Le calcul du champ de déformation volumétrique, autour de la zone de rupture, permettrait donc d'expliquer et de prévoir (*Leonardi et Gavrilenko, 2004*) la variation de niveau piézométrique induite par un séisme dans les aquifères superficiels.

La théorie de *Muir-wood et King (1993)* semble bien expliquer les variations de piézométrie ou de débit post-sismique lorsque ces changements sont temporaires. Au contraire, lors de

modifications définitives du débit de sources ou de rivières, l'amélioration de perméabilité suggérée par *Rojstaczer et al. (1995)* semble être un mécanisme plus approprié pour expliquer de tels changements.

2.3 Interprétation hydrogéologique du signal post-sismique

2.3.1. Origine hydrogéologique du signal post-sismique

A la suite du séisme du 23/02/04, une augmentation de $50 \mu\text{S.cm}^{-1}$ de la conductivité électrique a été enregistrée à la source de Fourbanne. La minéralisation ne retrouvera sa valeur initiale que 12 jours plus tard. Lors du fonctionnement hydrogéologique normal de l'aquifère de Fourbanne, le signal de conductivité enregistré à la source correspond, avec un décalage temporel et une distorsion due à la traversée de la zone saturée, à celui enregistré à Fontenotte. Après le séisme, les deux enregistrements de Fontenotte et Fourbanne diffèrent significativement (**Fig. 4.2.**). Nous en déduisons donc que l'augmentation de conductivité mesurée à la source trouve son origine dans la zone saturée de l'aquifère entre Fontenotte et Fourbanne (**Fig. 3.24. et Fig. 3.25.**). Cette augmentation de minéralisation ne peut pas être expliquée par des interprétations hydrogéologiques classiques. En effet, une augmentation de conductivité significative ($50 \mu\text{S.cm}^{-1}$) et durable (12 jours) comme celle mesurée après le séisme (**Fig. 4.4.**), ne peut être attribuée à une infiltration d'eau de pluie ou une fonte de neige.

L'arrivée d'eaux profondes en surface peut être écartée. En effet aucune augmentation de température n'a été mesurée à la source. Les études réalisées à l'échelle de la vallée du Doubs (*Charmoille, 2000; Robbe, 2001; Mudry et al., 2002; Celle-Jeanton et al., 2003*) montrent que l'eau prélevée dans les forages à 150 m de profondeur sont de 4 à 6°C plus élevées en température au printemps et en été. Une arrivée d'eau d'une profondeur comparable ou supérieure, devrait donc s'accompagner d'une augmentation de température, synchrone avec l'augmentation de conductivité électrique.

L'étude hydrochimique réalisée à Coaraze a permis de mettre en évidence l'influence de la perméabilité sur la minéralisation de l'eau. A partir d'un suivi de conductivité, nous avons caractérisé l'alimentation d'un drain perméable par des joints moins perméables. Cette étude

montre une augmentation de la conductivité électrique des drains pendant leur recharge par les zones peu perméables (**Fig. 2.31.**). Les mesures réalisées à Coaraze laissent supposer que le signal enregistré à Fourbanne est caractéristique d'une alimentation des secteurs perméables par des zones moins perméables. Nous avons montré à Fourbanne une bonne corrélation entre les concentrations en ions Mg^{2+} , caractéristiques du temps de séjour, et la conductivité ainsi qu'entre les ions HCO_3^- caractéristiques de l'aquifère, et la conductivité (**Fig. 3.41.**) (cf. 4.3.2. *Signal chimique caractéristique de la zone noyée*).

Les résultats obtenus au cours des différentes études présentées dans ce mémoire nous permettent d'affirmer que l'augmentation de conductivité mesurée après le séisme est liée à un apport d'eau à long temps de séjour dans le conduit qui débouche à la source. Ces volumes d'eau sont contenus dans les zones peu perméables de l'aquifère. Les discontinuités peu perméables de la zone saturée de l'aquifère sont une zone privilégiée de stockage de l'eau (**Fig. 3.46.**) (cf. 4.4.2. *Apport des éléments caractéristiques de l'aquifère*). L'augmentation de conductivité mesurée à Fourbanne reflète donc d'une participation post-sismique plus importante des zones peu perméables saturées à l'alimentation du conduit.

La même interprétation est avancée pour l'augmentation de $42 \mu S.cm^{-1}$ enregistrée à la station de Fontenotte qui écourte la dilution induite par l'épisode d'infiltration (**Fig. 4.2.**). Cependant, l'augmentation de conductivité est beaucoup moins marquée qu'à Fourbanne. Ceci résulte de la faible tranche de zone saturée présente à Fontenotte. En effet, ce point de mesure est situé à la base de la zone non saturée. La rivière souterraine où sont réalisées les mesures s'écoule dans le conduit karstique et surmonte une faible tranche de zone saturée étant donné la profondeur du Lias dans ce secteur (**Fig. 3.25.**). Ainsi, la contribution de la zone saturée à l'alimentation de la rivière souterraine est réduite. Après le séisme, il en résulte une augmentation de conductivité moins marquée qu'à la station de Fourbanne (**Fig. 4.2.**).

L'augmentation de la part des zones moins perméables à l'alimentation du conduit est confirmée par les mesures réalisées quelques heures après le séisme (**Fig. 4.4.**). En effet, on mesure des diminutions ponctuelles de minéralisation, incohérentes avec le reste de l'enregistrement (**Fig. 4.4.**). Ces variations sont le résultat d'un blocage de l'écoulement des zones peu perméables entourant le conduit. Une inversion de gradient est produite dans la zone saturée par l'arrivée du volume d'eau infiltré le 21/02/04 et le 22/02/04. L'augmentation de hauteur d'eau à Fourbanne est synchrone avec ces chutes ponctuelles de conductivité (**Fig.**

4.2B). Etant donné la faible augmentation de hauteur d'eau, le blocage des zones entourant le conduit n'est pas total. Par conséquent, seuls quelques volumes d'eau, faiblement minéralisés, parviennent à la source de manière dispersée. Pendant cette période d'inversion de gradient, l'eau expulsée par le séisme n'alimente pas le conduit, ce qui retarde le début de l'augmentation importante de conductivité. Ces chutes ponctuelles de minéralisation, au début du signal post-sismique, confirment l'augmentation, après le séisme, de la part des zones peu perméables dans l'alimentation du conduit.

Concernant l'aquifère de la Milandrine, trois augmentations de conductivité successives sont mesurées après la secousse sismique (**Fig.4.3.**). La conductivité se stabilise ensuite à une valeur plus élevée que sa valeur initiale et conserve cette valeur jusqu'à la prochaine crue. Nous disposons de peu de données sur ce site. Cependant, les travaux réalisés sur cet aquifère karstique (*Jeannin et Grasso, 1995; Jeannin, 1996; Perrin et al., 2003*) nous permettent d'interpréter l'augmentation de conductivité mesurée dans cet aquifère de la même manière qu'à Fourbanne. Le conduit drainant cet aquifère n'est pas saturé, les conditions d'écoulement se rapprochent donc de celles de Fontenotte (**Fig. 4.7.**). *Jeannin (1996)* a identifié trois sous bassins qui alimentent le conduit karstique où la station de mesure est installée. Ces trois bassins sont le sous bassin de l'affluent de droite, le sous bassin de l'affluent de Bure et le sous bassin de la Milandrine-amont (**Fig. 4.7.**). La station de mesure est installée dans le sous bassin de la Milandrine-amont (**Fig. 4.7.**). Le conduit karstique s'est développé dans un graben (limité par deux horsts). Mis à part en période de crue, le niveau de la rivière souterraine parcourant le conduit correspond à la surface affleurante de la zone saturée. Le signal enregistré à la Milandrine, après le séisme, montre trois augmentations de conductivité successives. La structure de l'aquifère permet d'expliquer la forme particulière de ce signal.

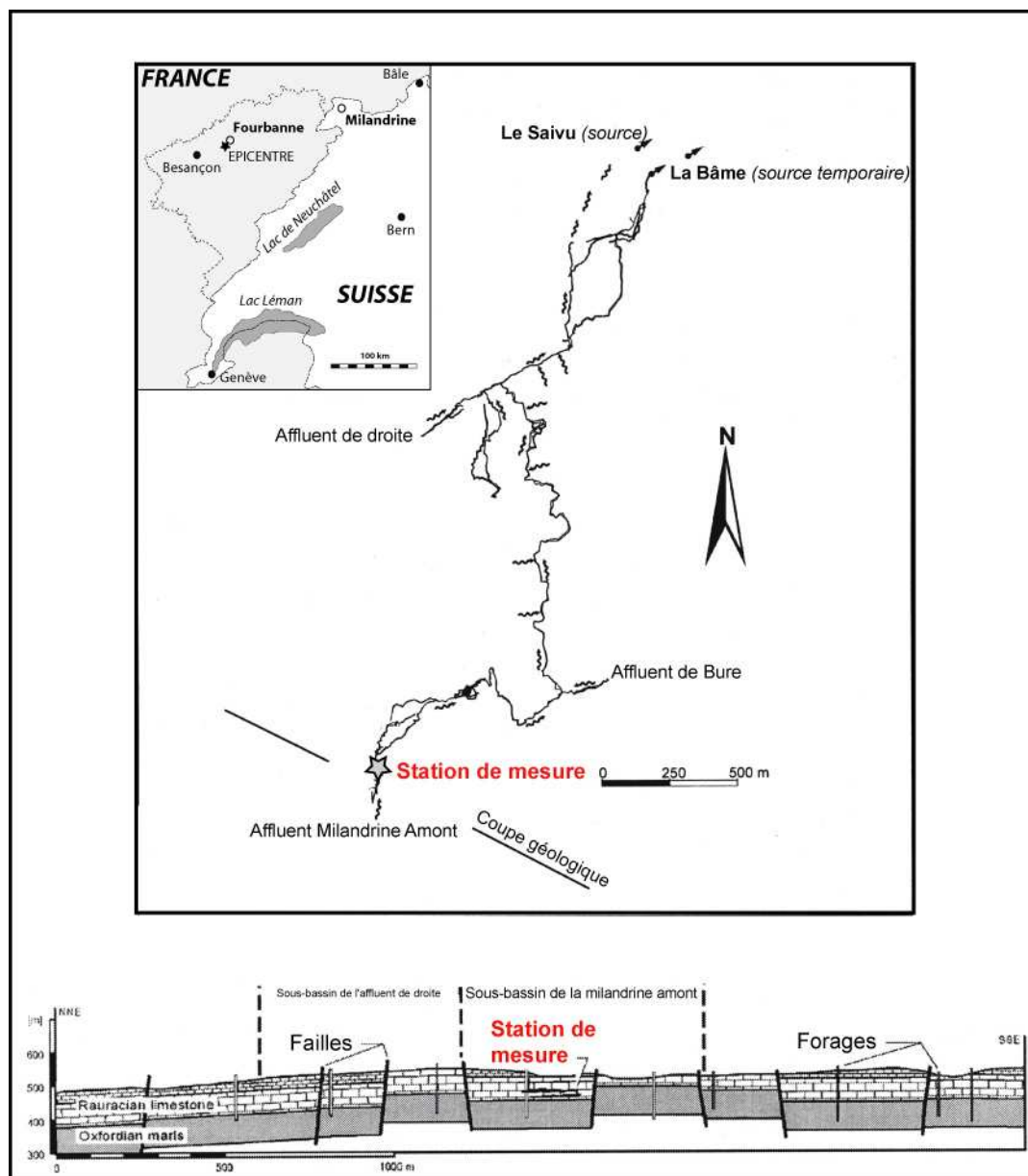


Fig. 4. 7. Le réseau de la Milandrine vu en plan et en coupe. Emplacement de la station de mesure (*d'après Perrin et al., 2003*)

L'eau à long temps de séjour est mobilisée dans la zone saturée (t_0) (**Fig. 4.8.**). La première augmentation de conductivité correspond au signal chimique en provenance de la zone saturée sous-jacente au conduit (t_1). Les deux autres augmentations correspondent à l'arrivée différée dans le temps du signal hydrochimique produit par les zones saturées des horsts présents au nord et au sud du conduit (t_2) (**Fig. 4.8.**).

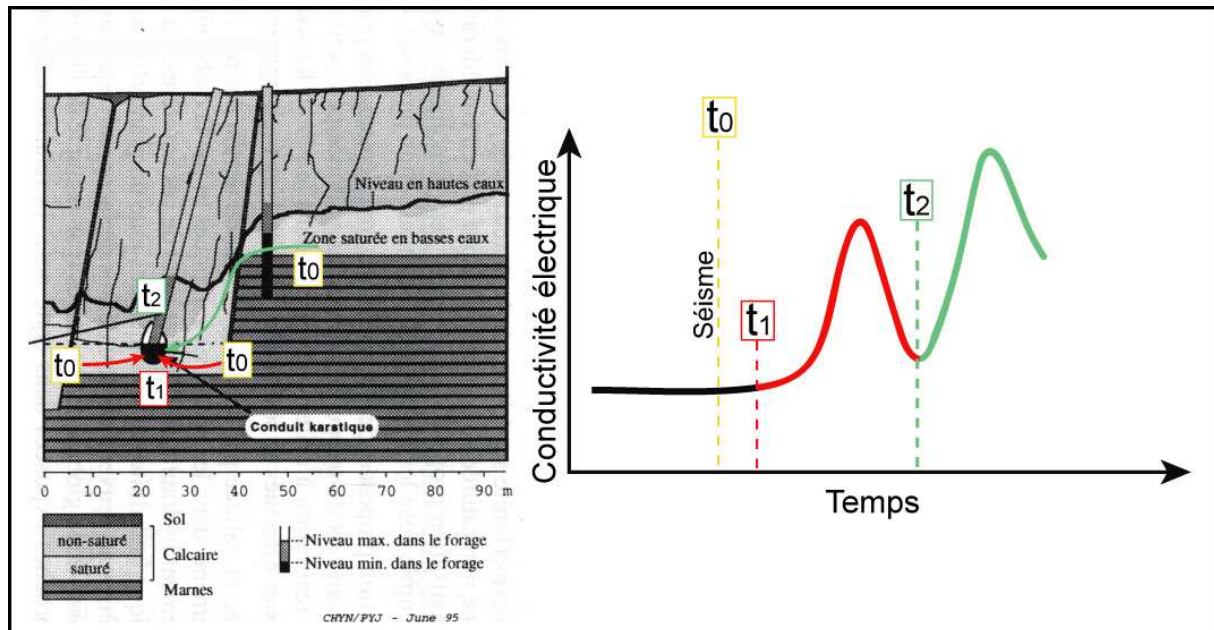


Fig. 4. 8. Origine du signal post-sismique dans le réseau de la Milandrine (d'après Jeannin, 1996)

Le signal anormal de conductivité électrique enregistré à Fontenotte, Fourbanne et dans le réseau de la Milandrine est donc attribué à une mobilisation des eaux à long temps de séjour de la zone saturée. Ces augmentations de perméabilité marquent une participation plus importante des zones peu perméables à l'alimentation du conduit.

2.3.2. Calcul du volume excédentaire écoulé des zones peu perméables

En utilisant les mêmes équations de flux qu'en 4.5. (***Traçage hydrochimique des interactions entre le conduit et les volumes peu perméables de la zone saturée***), la part d'eau excédentaire en provenance des zones peu perméables de l'aquifère (après le séisme) peut être quantifiée (**Tableau 4.1.**). Pour ce faire, nous avons considéré un débit à la source constant durant les 12 jours qui ont suivi le séisme (30 l.s^{-1}). Le volume total écoulé à la source est alors de $30 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ (V_S). La décomposition de l'hydrogramme nous fournit la part respective d'eau en provenance des zones peu perméables et du conduit. On obtient un volume d'eau égal à $18 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ (V_L), en provenance des zones peu perméables, écoulé à la source 12 jours après le séisme. Si l'on calcul le volume d'eau théorique (V_{LTH}), en provenance des zones peu perméables, écoulé à la source sans séisme et qu'on le soustrait au volume calculé précédemment, on obtient l'augmentation de volume d'eau excédentaire (V_{EX}) drainé par les zones peu perméables suite au séisme (**Tableau 4.1.**). Ce volume est égal à $4,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3$. On peut

rapporter ce volume d'eau à un volume de roche. *Jeannin (1996)* considère que 90% de la porosité efficace d'un aquifère est constitué par les discontinuités peu perméables. Il évalue la porosité efficace des aquifères karstiques du Jura Suisse à 0.7%. En appliquant les valeurs fournies par *Jeannin (1996)* à l'aquifère de Fourbanne, le volume de roche sollicité par le séisme atteindrait $6,1.10^3 \text{ m}^3$ (**Tableau 4.1.**).

Tableau. 4. 1. Calcul du volume d'eau excédentaire écoulé à la source de Fourbanne, en provenance des zones peu perméables, à la suite du séisme de Besançon (*Charmoille et al., 2005*).

	Volume (m^3)	Erreur (%)
(V_S) Volume total écoulé à la source (12 jours après le séisme)	30.10^3	± 5
(V_L) Volume d'eau en provenance des zones peu perméables	18.10^3	± 20
(V_{LTH}) Volume théorique écoulé à la source sans séisme	$13,8.10^3$	± 5
(V_{EX}) Volume d'eau en provenance des zones peu perméables expulsé par le séisme	$4,3.10^3$	± 25
Volume minimum de roche affecté (porosité = 0.7%)	$6,1.10^5$	± 25

A présent que l'origine de l'augmentation de conductivité électrique est établie, nous allons identifier le mécanisme sismo-tectonique mis en cause. Quel mécanisme lié au séisme a pu mobiliser l'eau à long temps de séjour présente dans les zones peu perméables ? Et comment expliquer la persistance de ce signal pendant 12 jours ?

2.4 Discussion des mécanismes sismo-tectoniques possibles

2.4.1. Expulsion d'eau liée au passage de l'onde sismique

L'onde sismique produite par le séisme de Besançon a induit une déformation élastique de la croûte terrestre. Cette déformation a été enregistrée par l'accéléromètre de Fournet-Luisant situé à 24 km de la source de Fourbanne. Les déformations enregistrées suivant les directions N-S, E-W et Z sont comprises entre 0,1 et 0,4 mm (*Delouis ; <http://www-geoazur.unice.fr/>*). L'étude de l'aquifère de Coaraze a montré que les fractures que nous considérons comme peu perméables dans cet aquifère ainsi que celui de Fourbanne sont du même ordre de grandeur que la déformation co-sismique induit par le passage de l'onde. Ainsi, la déformation co-sismique liée à l'onde sismique peut être une cause de variation de perméabilité des zones peu perméables et de leur participation accrue à l'alimentation du conduit. Au contraire, ce type de déformation n'affectera pas les fractures avec des ouvertures hydrauliques de l'ordre du centimètre ou du mètre, comme le montre l'étude des couplages hydro ou thermomécaniques réalisée à Coaraze (*cf. chapitre 2*) (**Fig. 2.36.**).

Gaffet et al. (2003) montrent une accélération des particules d'eau à la suite d'un séisme dont l'épicentre se situait à 6250 km de l'aquifère concerné. Cette accélération de l'écoulement a été détectée à partir de mesures électromagnétiques réalisées dans le laboratoire souterrain à bas bruit de Rustrel, qui est construit dans un aquifère karstique (*Gaffet et al., 2003*). Ceci montre qu'en dépit d'une distance importante entre l'épicentre du séisme et l'aquifère, des modifications hydrogéologiques peuvent intervenir. De la même manière, il a été démontré que la fréquence d'éruption des geysers du parc du Yellowstone peut être modifiée par des séismes importants dont l'épicentre est éloigné de plus de 3000 km (*Husen et al., 2004*). L'aquifère de Fourbanne étant proche de l'épicentre, il est donc possible que l'onde sismique ait induit une modification de l'écoulement dans l'aquifère. La **figure 4.9.** présente le modèle conceptuel de formation de la réponse post-sismique enregistrée à Fourbanne dans le cas où cette dernière est liée à la propagation de l'onde sismique.

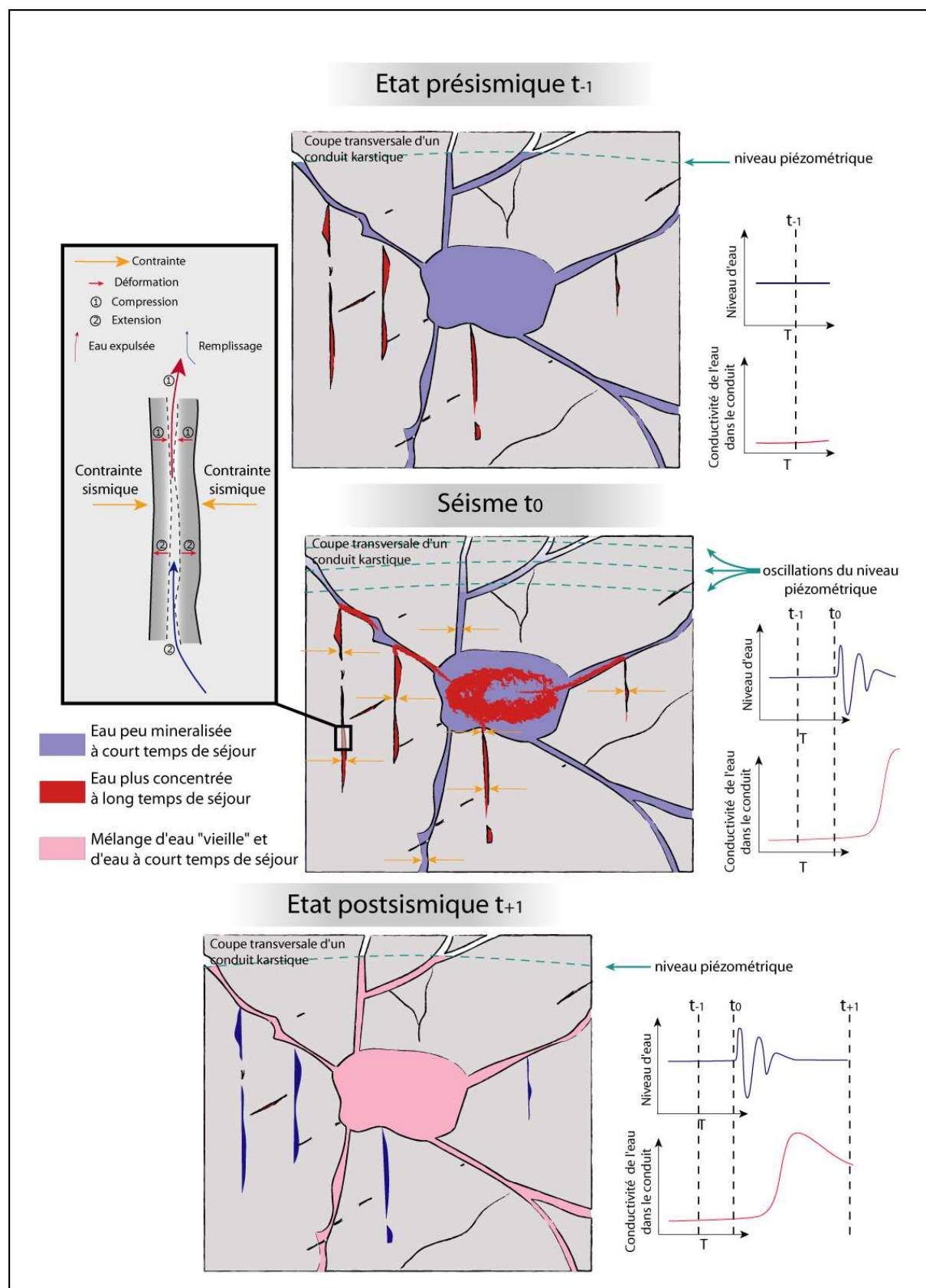


Fig. 4. 9. Mécanisme d'expulsion de l'eau des zones peu perméables dans l'aquifère de Fourbanne, dans le cas d'un signal post-sismique lié au passage de l'onde sismique.

Avant le séisme, la conductivité électrique et la charge sont constantes dans le conduit karstique. L'eau qui s'écoule dans cette discontinuité très perméable est moins minéralisée que l'eau présente dans les fractures peu perméables qui l'entourent (t_{-1}) (**Fig. 4.7.**). Pendant le séisme, l'onde produite induit une oscillation du niveau piézométrique de la zone saturée (t_0). Nous ne pouvons détecter cette perturbation hydraulique, notre pas de temps de mesure étant trop espacé. La contrainte exercée par l'onde sismique sur l'aquifère, induit une déformation élastique des plans de fracturation de l'aquifère. L'eau à long temps de séjour contenue dans les fractures peu perméables est expulsée. Ceci induit une augmentation de la conductivité électrique du conduit perméable. Cette partie de l'aquifère étant saturée, l'eau expulsée est immédiatement remplacée par de l'eau moins minéralisée. Après le passage de l'onde sismique, la charge hydraulique dans le conduit revient à son niveau initial. Le volume d'eau qui s'écoule alors dans le conduit est un mélange d'eau, avec une part plus importante d'eau en provenance des zones peu perméables de la zone saturée, qu'avant le séisme (t_{+1}).

Cependant, la variation de perméabilité induite par la déformation élastique des fractures de l'aquifère de Fourbanne, liée à la propagation de l'onde sismique, est un mécanisme de courte durée. Par conséquent, l'arrivée à la source de cette eau plus minéralisée ne devrait pas s'étendre pendant une durée supérieure à une cinquantaine d'heures. En effet, les différentes expérimentations réalisées au niveau de l'aquifère de Fourbanne nous montrent que le transit dans la zone saturée ne dépasse pas cette durée. Ceci n'est pas en accord avec le signal enregistré à Fourbanne qui s'étend sur 12 jours. Le signal de conductivité mesuré à Fourbanne nécessite un changement de perméabilité durable de l'aquifère et une alimentation prolongée du conduit par les zones peu perméables.

Le passage de l'onde sismique aurait pu produire un tel signal dans le cas de la création de nouvelles fractures ou micro-fractures qui auraient amélioré la perméabilité des zones peu perméables (**Fig. 4.6.**) (Rojstaczer et Wolf, 1992; Rojstaczer et al., 1995). Un tel scénario au niveau de l'aquifère de Fourbanne peut être écarté. En effet, le séisme de Besançon n'a causé aucune rupture en surface. De plus, la distance entre l'hypocentre et l'aquifère superficiel de Fourbanne est de 17 Km. A de telles distances, la déformation induite par un séisme d'une magnitude de 5,1 M_L reste dans le domaine élastique pendant le passage de l'onde (Kennett, 1983). Pour cette magnitude, la création de nouvelles fractures est limitée à la région hypocentrale et concerne un volume d'environ 1 Km^3 centré sur l'hypocentre (Scholz, 2002).

2.4.2. Expulsion d'eaux "profondes"

La rupture de la barrière imperméable représentée par les marnes du lias menant à un mécanisme de type "valve" (**Fig. 4.6.**) (*Sibson, 1990*) peut aussi être rejetée. En effet, les marnes sont trop éloignées de l'hypocentre. De plus, une arrivée d'eau profonde aurait été accompagnée d'une augmentation de température (*cf. 2.3.1. Origine hydrogéologique du signal post-sismique*). L'augmentation de minéralisation de l'eau serait, elle aussi, beaucoup plus importante que celle mesurée à Fourbanne, étant donné la présence de niveaux salifères et gypseux du Trias sous les marnes du Lias. Ajouté à ceci, une remontée d'eau profonde impliquerait une fracturation intense des niveaux liasiques. Il est peu probable que la perméabilité de ces formations permette une remontée de fluide depuis les environs de la zone de rupture jusqu'en surface. Cela impliquerait des vitesses d'écoulement irréalistes (**Fig. 4.1.**).

2.4.3. Amélioration de perméabilité liée aux variations de contraintes crustales

Muir-Wood et King (1993) montrent que le modèle de déformation élastique co-sismique peut expliquer une grande variété de réponses hydrogéologiques d'origine sismique. Ils suggèrent que, suivant l'orientation des discontinuités (**Fig. 4.10.**), les fractures préexistantes vont se fermer ou s'ouvrir en réponse à la variation de contrainte crustale, associée au cycle sismique. Ce scénario peut être appliqué à l'aquifère de Fourbanne. Pendant la période inter-sismique, l'eau est stockée dans les fractures peu perméables. Lorsque le séisme intervient, l'eau s'écoule des discontinuités peu perméables, dont la perméabilité a été améliorée par le relâchement des contraintes crustales. Le retour de la conductivité électrique à sa valeur initiale n'implique pas un retour des discontinuités peu perméables à leur ouverture hydraulique initiale. En effet, l'eau à long temps de séjour présente dans ces discontinuités a pu être remplacée par de l'eau moins minéralisée récemment infiltrée dans l'aquifère.

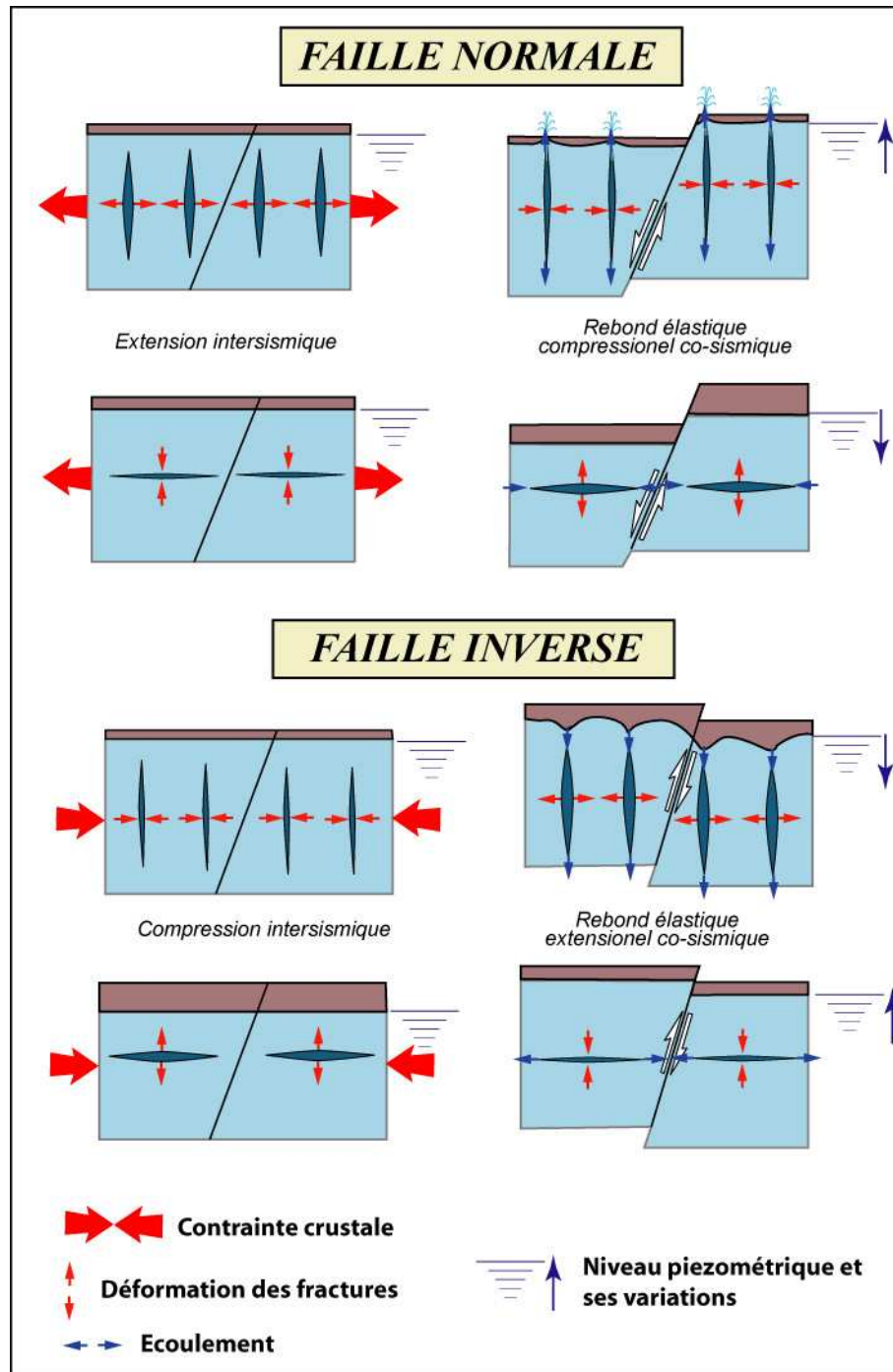


Fig. 4. 10. Effet de la déformation élastique co-sismique sur la perméabilité de fractures verticales et horizontales en fonction du mécanisme de la faille (d'après Muir-Wood et King, 1993).

Le modèle de déformation élastique co-sismique explique bien l'augmentation de conductivité électrique, mesurée dans l'aquifère de Fourbanne, ainsi que la persistance durant 12 jours de ce signal à la source. Dans notre cas, à la différence du modèle proposé par Muir-Wood et King (1993), les volumes d'eau d'origine profonde ne jouent aucun rôle au niveau de l'aquifère de Fourbanne, étant donné la présence des marnes du Lias à la base de l'aquifère. Pour que ces

modèles puissent s'appliquer à l'aquifère de Fourbanne, il est nécessaire que le volume de croûte continentale soumis à la contrainte permanente, qui a généré le séisme, affecte un volume de roche que nous estimons à 250 km^3 . Ce volume est calculé en fonction de la distance hypocentre-aquifère et de la surface de l'aquifère. Cette estimation rentre dans les ordres de grandeurs définis par *Muir-Wood et King (1993)*, qui estiment le volume de croûte affecté de 10^2 à 10^3 km^3 .

L'absence d'augmentation de débit accompagnant la réponse hydrochimique post-sismique peut être la conséquence du contraste de perméabilité affectant les aquifères karstiques comme celui de Fourbanne. Durant l'étude de cet aquifère nous avons mis en évidence que la hauteur d'eau à la source était contrôlée par la variation de charge dans le conduit. Les modifications hydrauliques intervenant dans les volumes peu perméables n'engendrent pas de modification du niveau d'eau à la source. Ces modifications sont détectables à la source uniquement à partir de leur signature chimique. Enfin, l'augmentation de débit conséquente à l'augmentation de perméabilité des zones peu perméables peut ne pas avoir été détectée, le volume écoulé étant faible et notre dispositif de mesure d'une résolution insuffisante pour le mesurer.

2.5 Conclusion

A la suite du séisme de Besançon (23/02/04), une augmentation de minéralisation post-sismique a été enregistrée à la source de Fourbanne. Cette réponse hydrochimique est interprétée comme le résultat d'une amélioration de perméabilité des discontinuités peu perméables présentes dans la zone saturée. Cette amélioration de perméabilité a induit une alimentation plus importante du conduit (30% en plus) par les zones peu perméables de la zone saturée (**Fig. 4.11.**). Le volume excédentaire en provenance des zones peu perméables a été estimé à $4,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3$. Cependant, il nous est difficile de connaître le débit réel à Fourbanne pendant le séisme. Nous avons utilisé un débit d'étiage pour ce calcul. Après des investigations complémentaires, il apparaîtrait que le débit soit beaucoup plus important. Nous aurions donc sous-estimé le volume de roche impliqué. Ces données sont encore à l'heure actuelle en cours de traitement, l'objectif visé étant de remonter à un taux de déformation de l'aquifère de Fourbanne. Une comparaison avec le taux de déformation de l'aquifère de la Milandrine permettrait de remonter à la variation du champ de déformation induit par le séisme à l'échelle du massif du Jura.

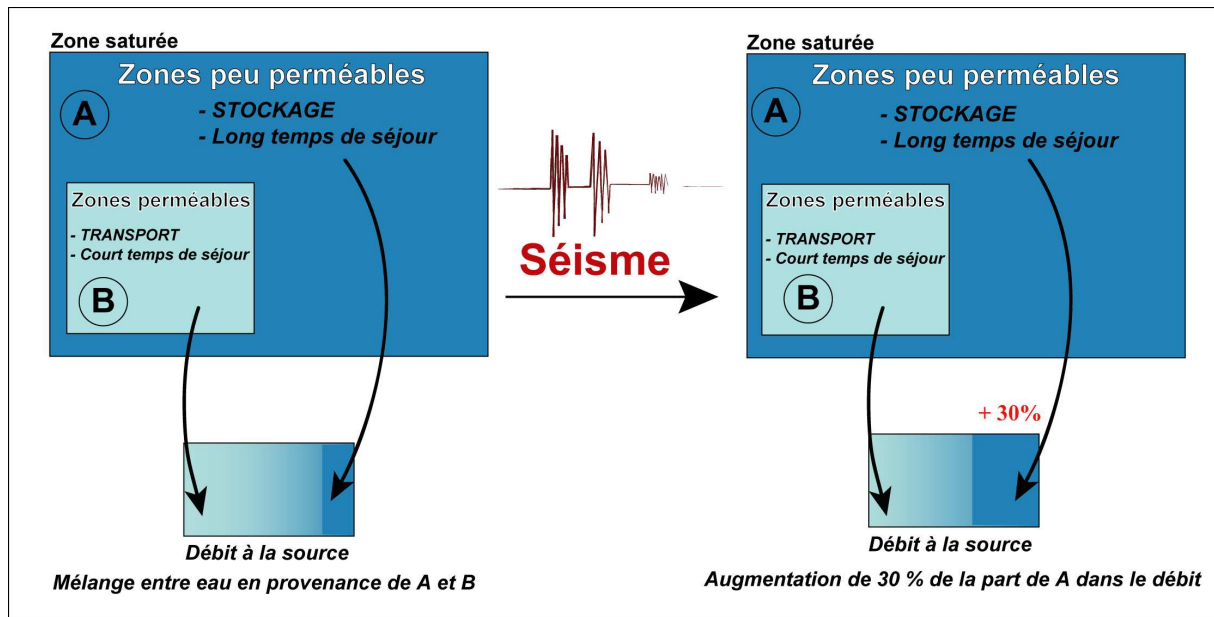


Fig. 4. 11. Modification post-sismique de la participation des zones peu perméables de la zone saturée à l'alimentation de la source de Fourbanne.

La mise en évidence de l'effet d'une variation de contrainte crustale sur l'aquifère de Fourbanne, montre que même des événements sismiques de magnitude modérée peuvent avoir des conséquences détectables sur des aquifères superficiels (Leonardi, 1998). Ceci confirme l'hypothèse de Muir-Wood et King (1993) qui affirment que "même les petits événements sismiques peuvent modifier les conditions hydrogéologiques de surface". Malgré la distance importante entre l'aquifère et l'hypocentre, le modèle de déformation élastique co-sismique permet d'expliquer l'excès de minéralisation mesuré à Fourbanne. Cette interprétation est en accord avec les caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et hydrauliques mises en évidence au cours de l'étude de cet aquifère. Il apparaît que l'enregistrement de la conductivité électrique est un outil très sensible et ce même dans les zones à faible sismicité. En effet, sans le suivi de ce paramètre aucune réponse de l'aquifère à la suite du séisme n'aurait été détectée. En l'absence de libération de volumes d'eau importants en réponse à un séisme, les caractéristiques chimiques de l'eau sont un outil de détection adaptée dans le suivi de la déformation crustale post-sismique (Toutain et Baubron, 1999). Comme le suggèrent (Wang et al., 2004) le suivi des paramètres physico-chimiques de l'eau, peut fournir des données importantes pour contrôler la validité des modèles actuellement proposés pour expliquer l'arrivée en surface de volumes d'eau importants liés aux séismes.

3. Déformation de l'aquifère à la suite d'un épisode pluvieux

Intéressons-nous maintenant à un signal de conductivité électrique fréquemment mesuré dans l'aquifère de Fourbanne et comparable, en amplitude, au signal post-sismique. Nous disposons, pour le moment, de peu de données pour expliquer de manière "robuste" ces variations de conductivité électrique de l'eau. Cependant, le travail réalisé au cours de cette étude sur l'aquifère de Fourbanne, les données acquises sur l'aquifère de Coaraze et l'interprétation faite du signal post-sismique vont nous permettre de proposer des mécanismes permettant d'expliquer la genèse de ce signal.

3.1. Enregistrement de "crues chimiques" dans l'aquifère de Fourbanne

Dès la mise en place du suivi de conductivité dans la zone non saturée à Fontenotte, des variations de conductivité difficilement interprétables ont été enregistrées (**Fig. 4.12.**). En effet, certaines crues sont précédées de variations chaotiques de la conductivité électrique de l'eau. Ainsi, avant la chute de conductivité résultant de la dilution induite par la crue, des augmentations désordonnées de conductivité sont enregistrées. La **figure 12** présente trois enregistrements réalisés à la fin de l'année 2000, qui présentent cette anomalie de conductivité électrique de l'eau. Durant ces périodes, la conductivité électrique de l'eau ne montre pas, à l'échelle d'un pas de temps de mesure de 15 minutes, une variation continue. Elle peut varier de plusieurs dizaines de micro-Siemens toutes les 15 minutes. Les valeurs mesurées sont cependant toujours plus élevées que celles mesurées juste avant le début de l'anomalie. Ces variations marquent toujours une augmentation de minéralisation et ne montrent jamais de dilution. La variation maximale de conductivité enregistrée entre deux mesures consécutives (15 minutes) peut atteindre $70 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Ceci correspond à un changement de minéralisation important de la rivière souterraine étant donné que cette augmentation représente 20% de la conductivité habituellement mesurée à Fontenotte. Ces anomalies de conductivité électrique de l'eau peuvent s'étendre sur plusieurs jours. Elles sont stoppées aussi brutalement qu'elles sont apparues. Après une période de stabilisation, elles laissent place à la dilution induite par l'arrivée des eaux nouvelles dans le conduit.

Nous qualifions ces variations de minéralisation de "crues chimiques". Cette dénomination qui peut surprendre a été choisie car les variations de conductivité enregistrées sont

systématiquement précédées d'un épisode de précipitation sur le bassin versant. Il semble donc que ces variations de minéralisation soient liées aux épisodes pluvieux. Il faut noter que ces augmentations anormales de conductivité interviennent principalement à l'automne et au début de l'hiver.

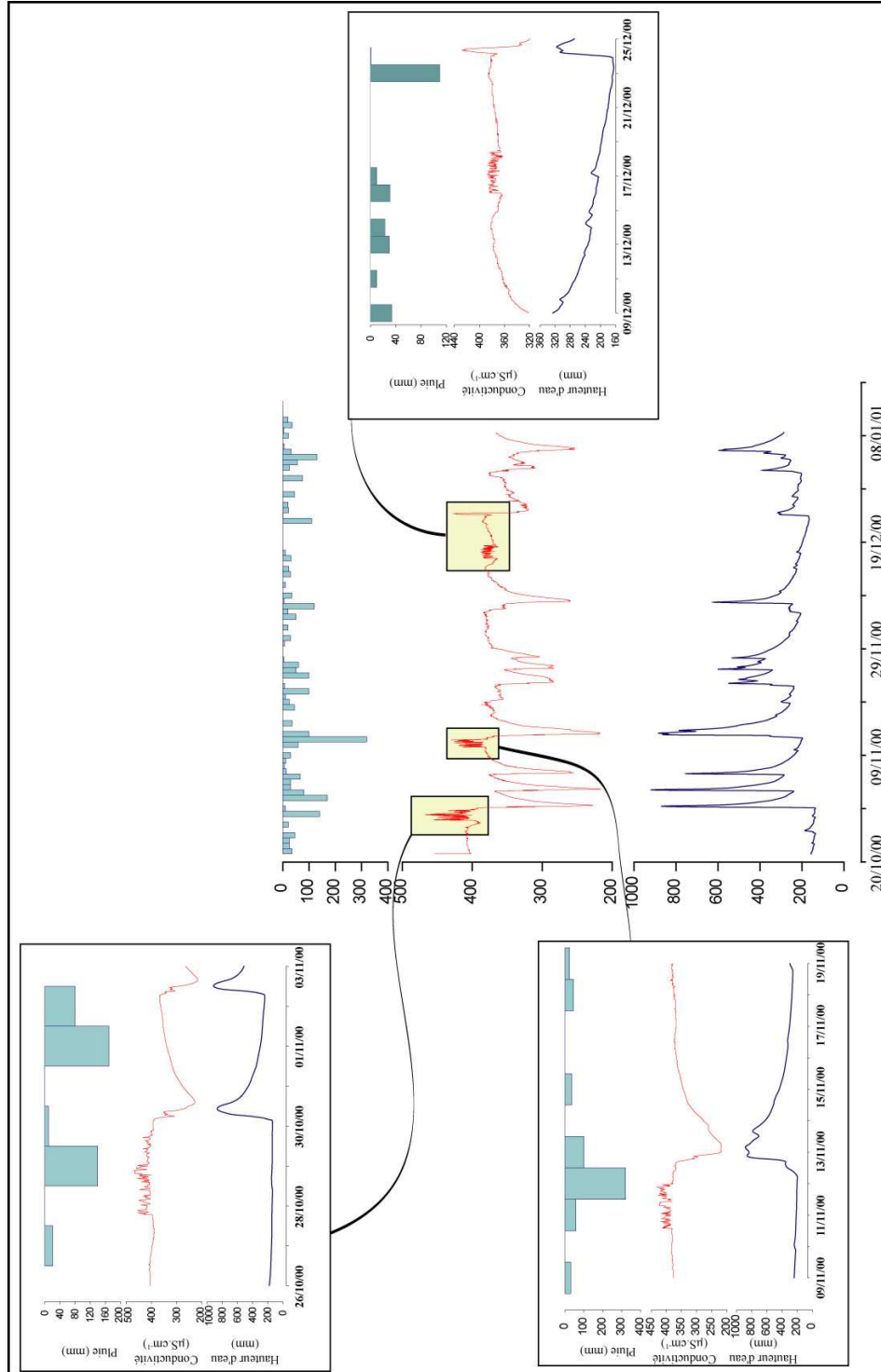


Fig. 4. 12. Augmentations de conductivité anormales ("Crues chimiques") enregistrées à Fontenotte avant les crues.

La répartition spatiale de ces anomalies à l'échelle de l'aquifère n'est pas homogène. En effet, les enregistrements réalisés à la perte de Verne ne montrent aucune variation de ce type. Elles sont d'abord mesurées à Fontenotte puis apparaissent à Fourbanne après un décalage de temps Δt , égal au temps de transfert nécessaire à la traversée de la zone saturée.

On observe donc un signal de conductivité continu et régulier à Verne en cohérence avec les variations hydro-climatologiques. A Fontenotte, ce suivi de conductivité est perturbé par des augmentations de conductivité qui précèdent les dilutions induites par les crues. A Fourbanne, on retrouve les variations de conductivité enregistrées à Fontenotte.

Il semble donc que ces anomalies de conductivité trouvent leur origine dans la zone de transition entre la zone noyée et la zone non-saturée.

3.2. Origine des anomalies de conductivité électrique

Durant l'expérimentation Crue I, un très faible épisode pluvieux produit une perturbation de la conductivité à Fontenotte. Cette anomalie est enregistrée 32 heures plus tard à Fourbanne (**Fig. 4.13.**). Lors de l'arrivée de cette anomalie à Fourbanne, les prélèvements automatiques d'échantillons sont encore en fonctionnement, nous disposons donc de quelques analyses chimiques de l'eau produisant ces anomalies de conductivité.

3.2.1. Les précipitations, phénomène déclencheur

Le délai entre l'évènement pluvieux et la perturbation de conductivité à Fontenotte est de 5 heures (**Fig.4.13.**). Cependant, ne disposant pas de pluviomètre sur le bassin versant, les mesures de hauteur de pluie horaires utilisées sont celles de la station de Besançon. Il nous est donc difficile de caractériser le lien temporel et quantitatif entre les évènements pluvieux intervenant sur le bassin versant et les augmentations de conductivité électrique de l'eau. Cependant, le suivi réalisé à Fontenotte durant toute l'étude nous permet d'affirmer que ces variations de conductivité sont liées aux précipitations sur le bassin versant (**Fig. 4.12.**). La détermination du temps de réponse et de la quantité de pluie nécessaire à l'apparition d'une perturbation de la conductivité électrique, nécessiterait une étude précise de la pluviométrie sur le bassin versant même de la source de Fourbanne.

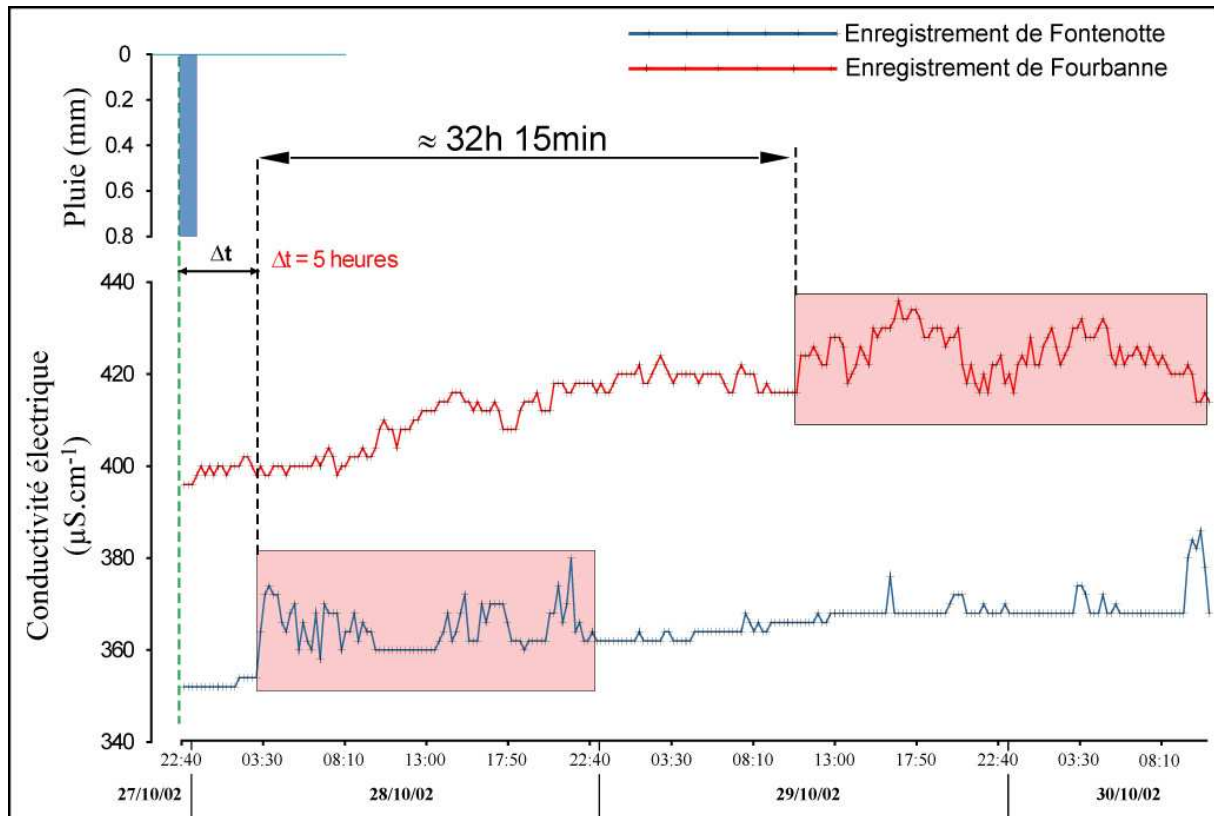


Fig. 4. 13. Anomalie induite par un épisode de pluie à la fin de l'expérimentation Crue I

3.2.2. Eau à long temps de séjour

La **figure 4.14.** représente les échantillons prélevés durant l'expérimentation Crue I. Les concentrations en ions HCO_3^- et Mg^{2+} des prélèvements sont représentées en fonction de leur valeur de conductivité électrique. Les valeurs de minéralisation mesurées pendant cette augmentation de conductivité sont parmi les plus élevées du suivi. La **figure 4.14.** montre que les échantillons concernés par les augmentations de conductivité affichent les concentrations les plus élevées en ions HCO_3^- (caractéristiques de l'aquifère) ainsi qu'en ions Mg^{2+} (caractéristiques du temps de séjour). Ajoutée à ceci, l'évolution du rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ présentée **figure 3.48. (cf. chapitre 3)**, montre durant la période du 29/10/02 au 30/10/02, une augmentation de ces valeurs maximales. Cette période correspond au passage de l'augmentation de conductivité à Fourbanne (**Fig.4.13.**).

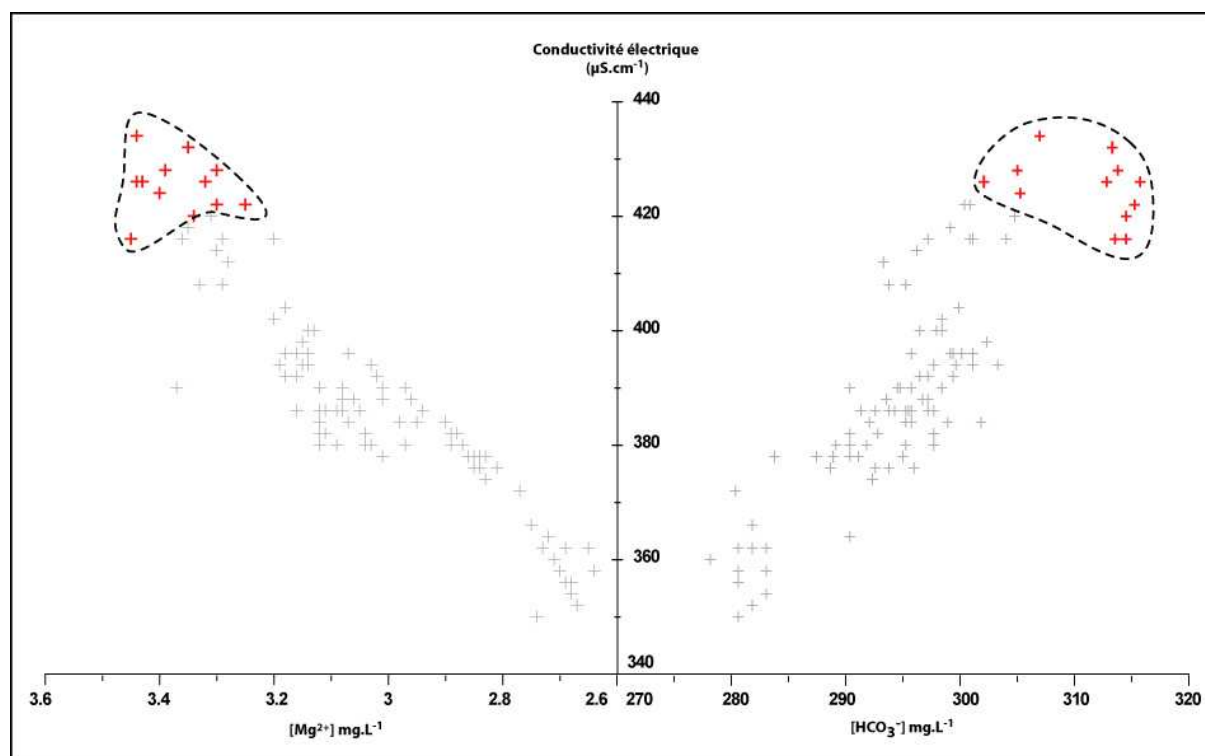


Fig. 4. 14. Représentation des échantillons concernés par les augmentations de conductivité en fonction de leurs concentrations en ions Mg^{2+} , en ions HCO_3^- et de la conductivité électrique de l'eau

3.2.3. Origine des "crues chimiques"

Ces eaux ont tout d'abord une origine interne à l'aquifère. En effet, les oscillations de conductivité ne sont pas mesurées en surface, à l'entrée du système. Ensuite, ce sont des eaux à long temps de séjour. Nous pouvons affirmer ceci à partir de leurs teneurs en Mg^{2+} et des valeurs du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} . La minéralisation importante de l'eau, drainée à la source pendant ces augmentations de conductivité, résulte donc de concentrations élevées en ions caractéristiques de l'aquifère, identifiés au chapitre précédent (*cf. 4.3.2. Signal chimique caractéristique de la zone noyée*), notamment les ions HCO_3^- (Fig. 4.14.).

De la même manière que pour le signal post-sismique enregistré à Fourbanne (*cf. 2.3 Interprétation hydrogéologique du signal post-sismique*), ces augmentations de conductivité électrique apparaissent à la limite zone saturée/zone non-saturée. Enfin, l'ordre de grandeur de ces augmentations de minéralisation est le même que celui du signal post-sismique. Nous sommes donc en mesure d'affirmer que l'eau à l'origine de ces "crues chimiques" provient des zones à long temps de séjour présentes dans la zone saturée de l'aquifère karstique de Fourbanne.

3.3 Hypothèses sur les mécanismes mis en jeu

Aucune modification des paramètres hydrauliques n'est enregistrée lors de ces oscillations de conductivité. En effet, la hauteur d'eau enregistrée à Fontenotte et Fourbanne reste constante durant ces variations chimiques (**Fig. 4.12.**). Ceci signifie que, lors de l'arrivée des perturbations de minéralisation, le volume d'eau précipité sur le bassin versant n'a pas encore atteint la rivière souterraine et n'a, à ce moment, encore produit aucune augmentation de débit au niveau de la station de mesure. L'absence de signal similaire en surface exclut une origine anthropique de ces variations de conductivité électrique de l'eau. Aucun forage exploité n'est présent en surface ce qui permet d'écarter toute modification hydraulique artificielle des conditions d'écoulement au sein de l'aquifère, pouvant induire une modification du signal hydrochimique. Les augmentations de conductivité électrique de l'eau mesurées à Fontenotte et Fourbanne interviennent donc dans l'aquifère de manière prématurée, par rapport aux conséquences hydrogéologiques classiques liées à un épisode pluvieux. Il apparaît donc difficile d'expliquer cette mobilisation d'eau à long temps de séjour.

3.3.1 Déformations des aquifères karstiques à la suite d'épisodes pluvieux

L'interprétation du signal post-sismique réalisée en 2.4.3. (***Amélioration de perméabilité liée aux variations de contraintes crustales***) nous oriente vers une explication mécanique ou hydromécanique de la sollicitation de la zone saturée de l'aquifère lors des épisodes pluvieux. Les auteurs se sont intéressés à la déformation des aquifères karstiques (*Wood et King, 1977; Lesage, 1981; Crochet et al., 1983; Durand, 1992; Zadro et Braitenberg, 1999*) dans un premier temps, pour suivre les déformations à long terme liées aux processus tectoniques. Cependant, il apparaît qu'avant de pouvoir s'intéresser à ce type de déformation un filtrage est nécessaire. En effet, de nombreuses déformations à court terme viennent perturber le signal tectonique. Il est donc nécessaire de filtrer ces signaux ponctuels pour s'intéresser aux variations tectoniques à long terme. En ce qui nous concerne, ce sont ces variations transitoires qui nous intéressent. On peut différencier l'effet barométrique, l'effet thermique et l'effet hydraulique (*Zadro et Braitenberg, 1999*). *Lesage (1981)* puis *Crochet et al. (1983)* et enfin *Durand (1992)* mettent en évidence une déformation des aquifères karstiques à la suite

d'un épisode pluvieux (**Fig.1.12.**). Cette déformation de l'aquifère se fait en deux temps qui correspondent à deux mécanismes de déformation consécutifs. Pour que la déformation de l'aquifère intervienne, il est nécessaire que l'épisode pluvieux fournisse une hauteur d'eau égale ou supérieure à 6 mm. *Durand (1981)* montre une première phase de compression verticale de l'aquifère. Cette déformation est temporellement la première à intervenir après l'épisode pluvieux, elle est induite par l'excès de masse apporté par la pluie. L'eau est stockée dans l'épikarst. Cet excès de masse produit la compression verticale de l'aquifère sous-jacent, et déforme ainsi l'aquifère selon un axe vertical. Le deuxième type de déformation intervient, dans un second temps, et fait suite à l'épisode de compression verticale de l'aquifère. Cette déformation est le résultat de la mise en charge de drains perméables qui induisent un basculement du conduit karstique. Ce second type de déformation implique donc qu'une partie de l'eau se soit déjà infiltrée dans l'aquifère et ait participé à l'augmentation du niveau piézométrique.

Il est le plus souvent difficile de différencier les conséquences en terme de déformation des effets barométriques, thermiques et hydrauliques (*Zadro et Braitenberg, 1999*). En effet, ils interviennent le plus souvent de manière simultanée, la pluie étant accompagnée d'une chute de pression atmosphérique et induisant une chute de la température de l'eau dans l'aquifère. Cependant, les mêmes auteurs montrent que l'effet barométrique augmente avec la compressibilité de la roche constituant l'aquifère et diminue avec la perméabilité de ce même aquifère. Ajouté à ceci, l'effet barométrique serait peu prononcé dans la zone saturée alors qu'il aurait des effets beaucoup plus importants dans la zone non saturée, en accord avec la profondeur de ces deux entités dans l'aquifère (*Zadro et Braitenberg, 1999*). L'effet thermique (**Fig.1.13.**) lui, a été clairement mis en évidence au niveau du site expérimental du barrage de Vouglans par *Guglielmi (1999)*. La déformation thermomécanique est mesurée dans un conduit karstique et intervient de manière synchrone avec l'augmentation du débit dans cette cavité.

3.3.2 Mécanisme mis en jeu à Fourbanne

Les déformation liées à l'infiltration de l'eau dans les aquifères karstiques telles que mises en évidence par les différents auteurs cités précédemment vont nous permettre de fournir deux hypothèses quant à l'origine possible des augmentations de conductivité dans l'aquifère de Fourbanne. L'effet thermique peut être écarté. En effet, il apparaît de manière synchrone avec

l'onde de crue dans le conduit. De plus, les variations de température ne montrent pas de variations significatives durant les oscillations de conductivité enregistrées à Fourbanne. L'effet barométrique quant à lui, semble, d'après la bibliographie, avoir peu d'effet sur la zone saturée d'un aquifère karstique, le milieu étant saturé, la perméabilité importante et les calcaires des roches peu compressibles.

A. Compression verticale de l'aquifère

L'apparition des augmentations de conductivité, de manière pratiquement synchrone avec les précipitations journalières mesurées à Baumes-les-Dames (**Fig. 4.12.**) et avant l'arrivée de l'onde de crue à Fontenotte, rend plausible l'hypothèse d'une compression verticale de l'aquifère. Le mécanisme qui serait mis en jeu à Fontenotte est représenté **figure 4.15.A.** L'épikarst est limité à sa base par une barrière semi-perméable constituée par le passage de niveau très fracturés et altérés, à des terrains plus compacts. Un épisode pluvieux suffisamment important va saturer en eau ce compartiment de l'aquifère karstique (**Fig. 4.15A**). Il va en résulter une charge supplémentaire. Une contrainte mécanique plus importante va donc s'appliquer aux terrains sous-jacents. Cette contrainte va induire une déformation des discontinuités peu perméables de la zone saturée. L'eau contenue dans ces discontinuités va être expulsée vers des drains perméables drainés par le conduit karstique. La compression verticale de l'aquifère, résultant de la structure particulière des aquifères karstiques (présence de l'épikarst), permet de bien expliquer le caractère précoce du signal de conductivité enregistré à Fontenotte apparaissant à la limite entre la zone saturée et la zone non-saturée.

B. Variations de contrainte des discontinuités les plus perméables

Sur le site de Coaraze, il apparaît que la déformation des drains induit une contrainte dans le massif qui va déformer les joints peu perméables qui les entourent (*Guglielmi, 1999; Fenart, 2002; Merrien-Soukatchoff, 2002; Rutqvist et Stephansson, 2003*). A Fontenotte, on peut considérer que l'écoulement vertical depuis l'épikarst est plus rapide que le transit des volumes d'eau infiltrés aux pertes, ces discontinuités ayant des perméabilités du même ordre de grandeur que le conduit et la distance à parcourir étant plus courte. Par conséquent, les réseaux de discontinuités entourant le conduit vont être rechargés avant l'augmentation de débit de la rivière souterraine (**Fig. 4.15.B**). Les drains vont alors induire une contrainte

mécanique sur les massifs rocheux qui les entourent, provoquant une déformation des discontinuités peu perméables présentes dans ces volumes de roche (**Fig. 4.15.B**). L'eau plus minéralisée va être expulsée ou va s'écouler (selon l'orientation des discontinuités) et ainsi alimenter le conduit karstique. Cet apport d'eau à long temps de séjour va produire une augmentation de minéralisation.

Cette hypothèse est appuyée par le fait que les oscillations de conductivité sont parfois précédées par une chute de la conductivité électrique (**Fig. 4.12.**). Ceci marquerait une arrivée d'eau de manière diffuse dans le conduit induisant une première phase de dilution.

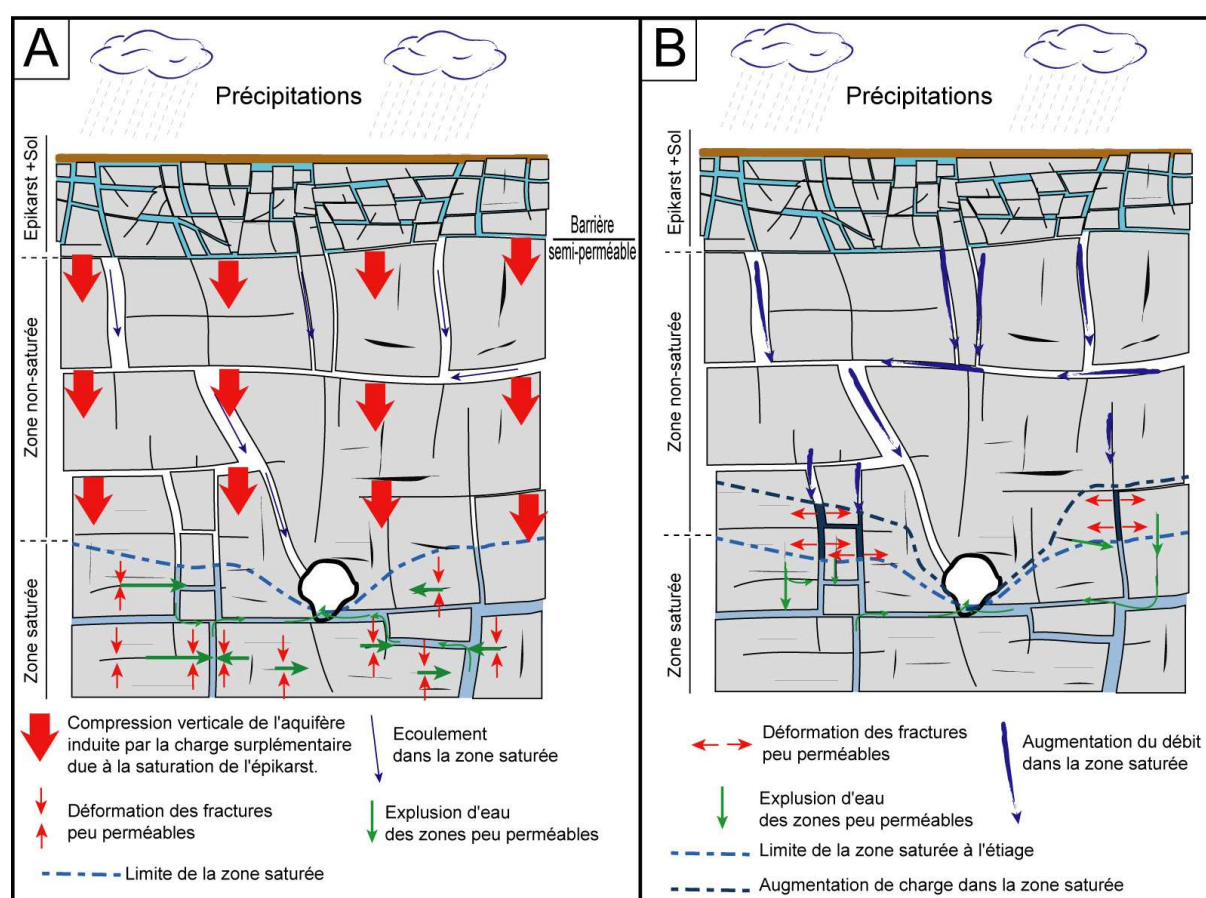


Fig. 4. 15. Modèle conceptuel du mécanisme à l'origine des augmentations de conductivité électrique de l'eau, enregistrées à Fontenotte. (A) Compression verticale de l'aquifère (B) Contraintes imposées par les drains mis en charge dans la zone saturée.

Les deux mécanismes présentés sont dépendants de la quantité d'eau présente dans l'aquifère avant le début des précipitations. Ceci est en accord avec le fait que les augmentations ponctuelles de conductivité sont mesurées uniquement à l'automne et au début de l'hiver. A la fin de l'été, la quantité d'eau dans l'aquifère est à son plus bas niveau. Les recharges qui vont intervenir vont induire des variations piézométriques importantes dans les réseaux de

fracturation. Ces variations vont induire des déformations importantes de l'aquifère. Au contraire, lorsque l'aquifère est rechargé, les variations piézométriques induites sont plus faibles et induisent donc des déformations plus petites qui n'induisent pas de réponse hydrochimique.

Il ne nous est pour le moment pas possible de déterminer laquelle de ces deux hypothèses est à l'origine des "crues chimiques" enregistrées au sein de l'aquifère de Fourbanne. Il est possible qu'elles aient toutes deux un impact selon la portion de l'aquifère considéré. Cependant, l'origine hydromécanique de ces augmentations de conductivité électrique de l'eau paraît incontestable à la lumière de l'interprétation du signal post-sismique qui a été faite en 2. (*Variation de perméabilité post-sismique de l'aquifère de Fourbanne*).

Etant donné le caractère "hivernal" de ces variations de conductivité, une influence thermomécanique pourrait être envisagée. Les variations anormales de conductivité sont enregistrées pendant des chutes de la température de l'eau à Fontenotte. Cependant l'amplitude de ces variations de température ne dépasse pas quelques dixièmes de degrés et ne montre pas une bonne corrélation temporelle avec les variations anormales de conductivité comme le présente la **figure 16**.

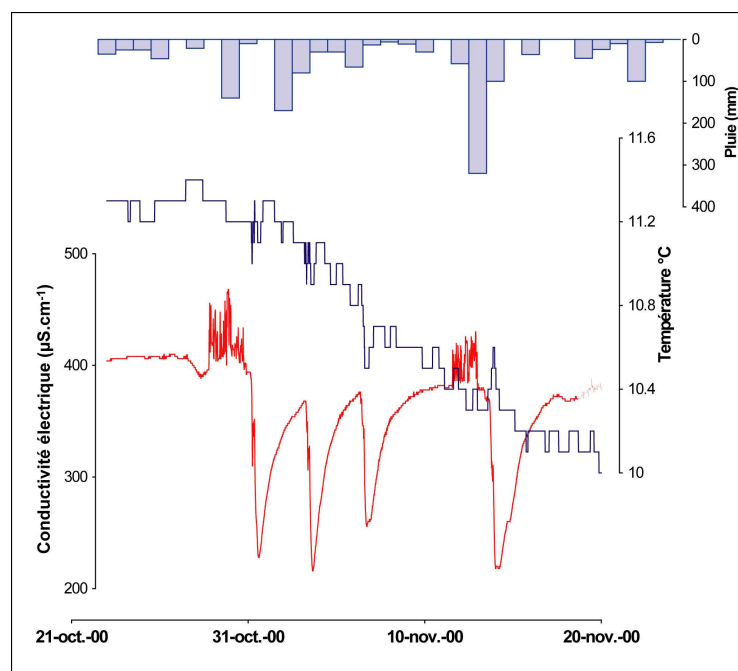


Fig. 4. 16. Variation de la température de l'eau durant les variations anormales de conductivité électrique de l'eau à Fontenotte.

Des travaux complémentaires sur la quantité d'eau ainsi que sur le délai temporel nécessaire à l'apparition d'augmentations ponctuelles de conductivité électrique, devront être réalisés pour départager les hypothèses présentées.

Cette étude a cependant permis de fournir des pistes de recherche quant à l'origine de ces augmentations de conductivité électrique. Elles constituaient un point d'interrogation depuis la mise en place du suivi de l'aquifère. Les connaissances acquises au cours de cette étude sur l'aquifère de Fourbanne, l'interprétation du signal post-sismique et les expérimentations réalisées à Coaraze ont permis une première explication des "crues chimiques" de l'aquifère de Fourbanne.

4. Conclusion

La bonne connaissance de l'aquifère de Fourbanne, acquise au cours de cette étude, a permis la mise en évidence et l'interprétation d'un signal chimique post-sismique qui est intervenu suite au séisme de Besançon. Nous attribuons ce signal à une amélioration de perméabilité des discontinuités les moins perméables de l'aquifère et à un retour progressif à leur perméabilité initiale, qui explique la durabilité du signal.

Cette déformation avérée de l'aquifère et le signal chimique qui en résulte, nous autorisent à suspecter une déformation de l'aquifère à la suite d'épisodes pluvieux. En effet, un signal de conductivité électrique, quantitativement comparable à celui enregistré après le séisme, est mesuré après les précipitations sur le bassin versant. Cependant, des investigations sont encore nécessaires pour déterminer le mécanisme impliqué dans ces augmentations de conductivité qui trouvent leur origine à la transition zone saturée/zone non-saturée.

Le dernier chapitre de ce mémoire démontre la sensibilité du signal chimique véhiculé par l'eau drainée par les aquifères karstiques. Le traçage naturel permet non seulement de suivre les interactions entre les compartiments de perméabilité différente (*cf. Chapitre 3*), mais aussi de détecter les perturbations hydrauliques résultant de la déformation de l'aquifère.

L'outil hydrochimique apparaît donc comme étant une méthode particulièrement sensible aux modifications de toutes sortes pouvant intervenir au sein d'un aquifère. Il est particulièrement bien adapté à l'étude des aquifères de type fracturé qui, de par leur structure hétérogène et anisotrope, ont un fonctionnement hydrogéologique extrêmement complexe.

Conclusion générale.

Cette étude a permis de décomposer le comportement hydraulique, hydrochimique et hydromécanique respectif des volumes perméables et peu perméables des aquifères karstiques. Ceci a été rendu possible grâce à l'approche pluriscale adoptée. En effet, la première phase de travail a permis de caractériser, à l'échelle d'un groupe de fractures, le contraste de comportement hydraulique, hydrochimique et mécanique entre les discontinuités perméables et les discontinuités peu perméables à l'interface zone non-saturée/zone saturée. La seconde phase de travail a consisté en l'application, à un aquifère d'échelle kilométrique, des spécificités liées à la perméabilité, mises en évidence à l'échelle d'un groupe de fractures. Enfin, l'ensemble des connaissances acquises à différentes échelles ont été mises en application et ont été nécessaires à l'interprétation d'un signal post-sismique enregistré à la source de Fourbanne.

RESULTATS PRINCIPAUX, APPORTS A LA CONNAISSANCE DES MILIEUX FRACTURES CARBONATES

- *Rôle des contrastes de perméabilité dans le transit des polluants au sein de l'aquifère*

Selon le type d'infiltration de l'eau en surface, le transit des volumes d'eau dans la zone non saturée est différent. L'eau infiltrée aux pertes transite dans des discontinuités très perméables et subit peu de modifications lors de son transit à travers la zone non saturée. Au contraire, une partie des volumes d'eau infiltrée de manière diffuse est préférentiellement stockée dans les discontinuités peu perméables de la zone non saturée, lors de leur arrivée à l'interface zone non-saturée/zone saturée. Un stockage des éléments anthropiques comme les nitrates va avoir lieu (**Fig. 5.1.**). Durant la phase d'infiltration suivante, ces éléments vont être lixiviés et drainés vers la zone saturée. Une fois parvenus dans la zone saturée, ces volumes d'eaux vont se mélanger dans des proportions variables suivant l'état hydraulique des discontinuités les plus perméables. Cet état hydraulique est lui-même contrôlé par la vitesse de l'eau dans les discontinuités les plus perméables de la zone non saturée (**Fig. 5.1.**).

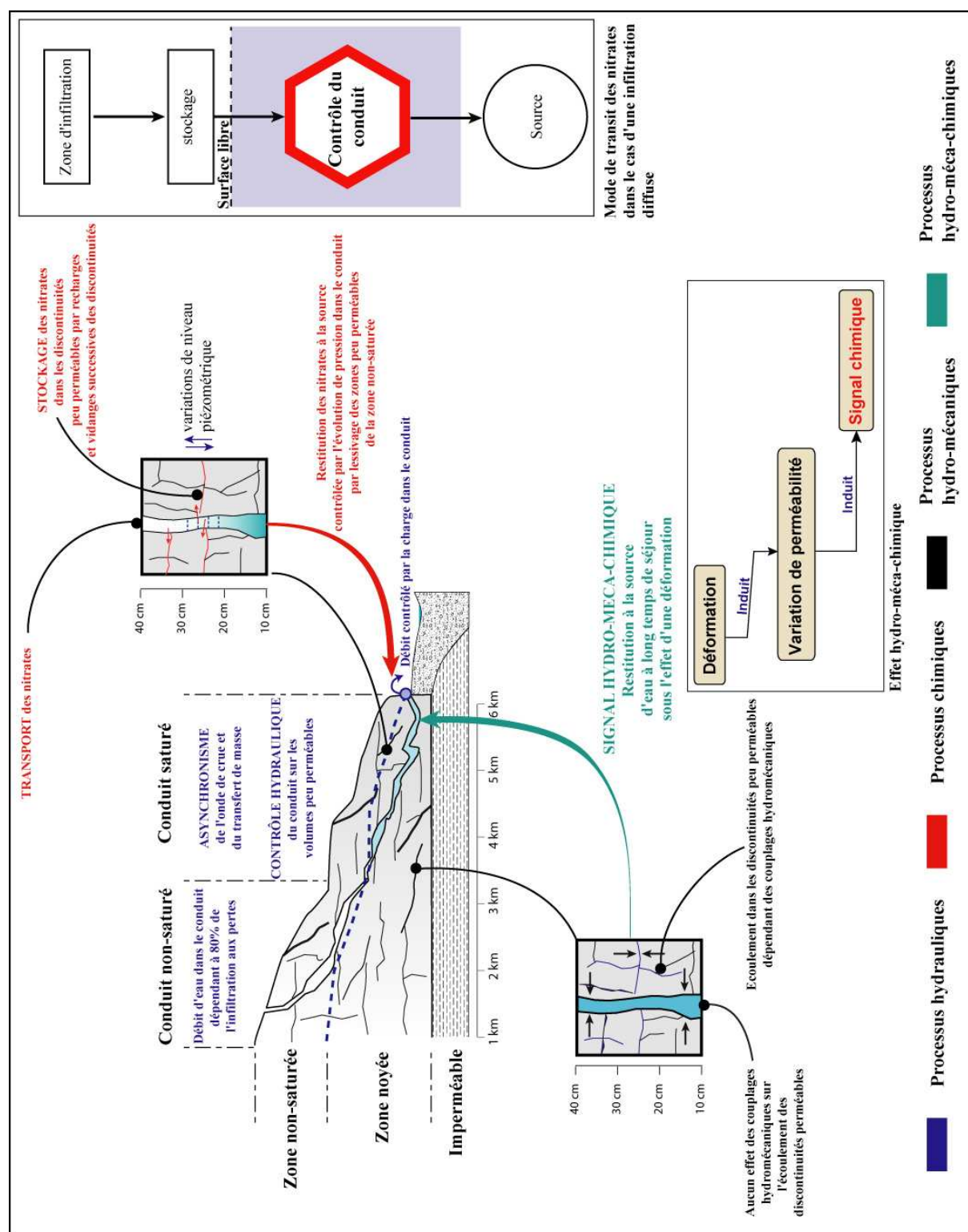


Fig. 5. 1. Modèle conceptuel pluriscale présentant les principaux résultats mis en évidence.

- Rôle des contrastes de perméabilité dans les effets hydro-méca-chimiques au sein de la zone saturée

Dans la zone noyée, les discontinuités peu perméables et perméables réagissent de manière différente aux déformations d'origine mécanique (**Fig. 5.1.**). Ceci est lié au rapport de l'ouverture hydraulique sur la déformation. Les discontinuités peu perméables ont une ouverture hydraulique faible, une déformation qui n'a pas d'effet sur l'écoulement dans les discontinuités perméables modifie donc l'écoulement des discontinuités les moins perméables. En terme de réponse hydraulique à la déformation, les discontinuités peu perméables sont donc beaucoup plus réactives à une déformation de l'aquifère. Cette déformation peut avoir plusieurs origines, et notamment une origine interne à l'aquifère liée à la déformation hydromécanique des discontinuités les plus perméables, lors de leur mise en charge.

Cette caractéristique a permis la détection d'un changement de perméabilité des zones les moins perméables de l'aquifère à la suite d'un séisme. En effet, les zones peu perméables ayant une signature chimique caractéristique, une modification de leurs caractéristiques hydrauliques, suite à une déformation, marque chimiquement l'eau s'écoulant dans le réservoir.

Ainsi, l'outil hydrochimique apparaît être d'une résolution suffisante pour détecter des variations de perméabilité résultant d'une déformation de l'aquifère. Cette déformation peut avoir différentes origines. Dans notre cas, un lien clair a été établi entre une variation de perméabilité des volumes peu perméables et les changements de la contrainte crustale liée au cycle sismique. Des pistes de recherche ont aussi été fournies pour détecter chimiquement l'effet hydromécanique de l'infiltration de l'eau dans un aquifère karstique.

Il apparaît au terme de cette étude que le signal chimique de l'eau drainée à l'exutoire d'un aquifère est un enregistrement des modifications hydrauliques ou mécaniques qui ont accompagné son transit à travers l'aquifère. L'étude hydrochimique de cet enregistrement permet de remonter aux processus intervenants au cœur de l'aquifère.

PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Modéliser et quantifier

Au terme de cette étude il apparaît indispensable de passer à une phase de quantification des mécanismes observés. La réalisation de modèles numériques tenant compte des contrastes de diffusivité entre les volumes perméables et peu perméables ainsi que l'intégration des équations de transport en milieu saturé et non saturé autorisera une meilleure description des processus mis en évidence. Le travail de modélisation va se concentrer sur deux entités fonctionnelles des aquifères fracturés carbonatés.

A l'interface zone non-saturée/zone saturée, la réalisation de tests numériques destinés à évaluer l'impact de l'écoulement diphasique sur le transit des pollutions dans la zone non saturée des aquifères fracturés est envisagée, de manière à préciser le rôle des contrastes de perméabilité dans le stockage des éléments anthropiques.

Dans la zone noyée, différentes conditions hydrauliques au sein du conduit et des volumes peu perméables vont être testées de manière à préciser les conditions d'écoulement nécessaires au contrôle hydraulique de la zone saturée par le conduit.

Enfin, une approche numérique de l'effet d'une déformation dynamique transitoire sur la zone noyée constitue un de nos objectifs principaux à moyen terme. Les différentes hypothèses présentées dans le chapitre 4 pourront être testées, permettant ainsi de vérifier le choix fait au cours de cette étude pour expliquer le signal chimique mesuré. L'objectif est à plus longue échéance de reproduire numériquement l'effet hydro-méca-chimique au sein des aquifères fracturés.

Suivi hydrogéologique du cycle sismique

Le suivi de déformation des aquifères, à partir de l'hydrochimie, apparaît comme un domaine de recherche prometteur dans le suivi des déformations crustales. Les résultats obtenus à Fourbanne dans une zone à faible sismicité et au niveau d'un aquifère superficiel libre, laissent présager des perspectives intéressantes dans des zones à plus forte sismicité. Ajouté à ceci, nous ne disposons à Fourbanne que de mesures de la conductivité électrique. Un suivi enrichi d'analyses en éléments majeurs ainsi que l'utilisation de la chimie isotopique

permettrait, sans doute, un suivi beaucoup plus fin de la déformation crustale au cours du cycle sismique.

Application à d'autres domaines des géosciences

L'utilisation de l'hydrochimie, comme outil de suivi des mécanismes hydrauliques et mécaniques, peut être appliquée à de nombreux domaines de la géologie de surface. Il est déjà utilisé dans le suivi de l'évolution mécanique des versants instables et, est en passe de devenir un outil de surveillance dans ce domaine (*Guglielmi et al., 2002; Binet et al., soumis*). Son utilisation dans le suivi du comportement des appuis rocheux de barrages (*Guglielmi, 1999; Bertrand et Guglielmi, 2003*) peut être envisagée ainsi que son application à la déformation des flancs de volcans.

Le travail présenté dans ce mémoire a démontré la faisabilité d'un suivi des déformations des massifs rocheux à partir de l'hydrochimie. La poursuite des travaux dans ce sens peut mener à la mise au point d'un véritable outil de surveillance.

Bibliographie.

- Abdelgader, A., 1994.** Essai de caractérisation des bassins versants dans la zone des Avants-Monts (Doubs) fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique et modélisation des bassins de Thise-Chailluz et de Marchaux. Thèse, *Université de Franche-Comté*, 193 p.
- Andreo, B. and Carrasco, F., 1999.** Application of geochemistry and radioactivity in the hydrogeological investigation of carbonate aquifers (Sierras Blanca and Mijas, southern Spain). *Applied Geochemistry*, 14(3): 283-299.
- Aydin, A., 1997.** Theory of single-well tests in acute fracture-wellbore systems. *Journal of Hydrology*, 194(1-4): 201-220.
- Aydin, A., 2001.** Fracture void structure : implications for flow, transport and deformation. *Environmental Geology*, 40(6): 672-677.
- Bakalowicz, M., 1979.** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de doctorat d'état, *Université Pierre et Marie Curie -Paris 6-*, Paris, 254 p.
- Barton, N.R., Bandis, S. and Bakhtar, K., 1985.** Strength, deformation, and conductivity coupling of rock joints. *Rock Mech. Min. Sci. and Geomech.*, 22(3): 121-140.
- Batiot, C., 2002.** Etude expérimentale du cycle du carbone en région karstiques, *Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse*, Avignon, 243 p.
- BCSF, 2004.** Séisme de Roulans (dep.25) du 23 février 2004 (note préliminaire), BCSF.
- Becker, A., 2000.** The Jura Mountains -- an active foreland fold-and-thrust belt ? *Tectonophysics*, 321(4): 381-406.
- Becker, A., Blumling, P. and Muller, W.H., 1987.** Recent stress field and neotectonics in the Eastern Jura Mountains, Switzerland. *Tectonophysics*, 135(4): 277-288.
- Becker, A., Ferry, M., Monecke, K., Schnellmann, M. and Giardini, D., 2005.** Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. *Tectonophysics*, 400(1-4): 153-177.
- Bella, F., Biagi, P.F., Caputo, M., Cozzi, E., Monica, G.D., Ermini, A., Plastino, W. and Sgrigna, V., 1998.** Anomalies in different parameters related to the M=3.9 Gran Sasso earthquake (1992). *Physics and Chemistry of The Earth*, 23(9-10): 959-963.
- Berkowitz, B., 2002.** Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25(8-12): 861-884.

- Bertolus, G., 1998.** Approche en site naturel des couplages thermo-hydro-mécaniques d'un massif carbonaté fracturé. Mémoire de DEA, *Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy*, Nancy, 32 p.
- Bertrand, C. and Guglielmi, Y., 2003.** Etude hydrogéochimique des circulations d'eau au niveau du barrage de Vouglans. *Rapport Université de Franche-Comté*: 40 pages.
- Binet, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., Scavia, C. and Troisi, C., soumis.** Variability of the groundwater sulfate concentration in fractured rock slopes: an short term tool to discriminate active instable areas. *Journal of Hydrology*.
- Briggs, C. and Troxell, H.C., 1955.** Effect of Arvin-Tehachapi earthquake on spring and stream flow. *Bull. Calif. div. Mines.*, 171: 81-89.
- Brown, S.R., 1987.** Fluid flow through rock joints: the effect of surface roughness. *Journal of Geophysical research*, 92(B): 1337-1347.
- Buhmann, D. and Dreybrodt, W., 1984.** The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas *1: 2. Open System. *Chemical Geology*, 48(1-2): 189-211.
- Buhmann, D. and Dreybrodt, W., 1985.** The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas *2: 2. Closed system. *Chemical Geology*, 53(2-2): 109-124.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Fenart, P., Merrien-Soukatchoff, V. and Thoraval, A., 2005.** Hydromechanical interactions in a fractured carbonate reservoir inferred from hydraulic and mechanical measurements. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(2): 287-306.
- Catinaud, S., 2000.** Durabilité à long terme de matériaux cimentaires, avec ou sans fillers calcaires, en contact avec des solutions salines. Thèse, *Université de Laval (Québec)*, Laval, 298 p.
- Celle-Jeanton, H., 2000.** Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la méditerranée occidentale - approche isotopique et chimique -. Thèse, *Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse*, Avignon, 222 p.
- Celle-Jeanton, H., Emblanch, J., Mudry, J. and Charmoille, A., 2003.** Contribution of time tracers (Mg^{2+} , TOC, $\delta^{13}C_{TDIC}$, NO_3^- to understand the role of the unsaturated zone: A case study-Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France. *Geophysical Research Letters*, 30(6): 1322.
- Charmoille, A., 2000.** Etude du karst profond de la vallée du Doubs. Mémoire de Maîtrise, *Université de Franche-Comté*, Besançon, 40 p.
- Charmoille, A., Bertrand, C., Guglielmi, Y. and Cappa, F., 2003.** Interactions between hydrodynamical, mechanical, and geochemical processes in a limestone fractured aquifer, in order to decipher interstitial water chemical responses to different

mechanical conditions., EURO-Conference on Rock Physics and Geomechanics, Kijkduin, The Netherlands, pp. 33.

Charmoille, A., Fabbri, O., Mudry, J., Guglielmi, Y. and Bertrand, C., 2005. Post-seismic permeability change in a shallow fractured aquifer following a ML 5.1 earthquake (Fourbanne karst aquifer, Jura outermost thrust unit, eastern France). *Geophysical Research Letters*, 32: L18406, doi:10.1029/2005GL023859.

Chauve, P., 1975. JURA. Guides Géologiques Régionaux. Masson & Cie, Editeurs.

Claesson, L., Skelton, A., Graham, C., Dietl, C., Morth, M., Torssander, P. and Kockum, I., 2004. Hydrogeochemical changes before and after a major earthquake. *Geology*, 32(8): 641-644.

Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rock. *Eos trans. AGU*, 73(21): 237-238.

Coromina, G. and Fabbri, O., 2004. Late Palaeozoic NE-SW ductile-brittle extension in the La Serre horst, eastern France. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(1): 75-84.

Crochet, P., Lesage, P., P.A., B. and Vadell, M., 1983. Extensometric deformations linked with rainfalls. *Annales Geophysicae*, 1(4-5): 329-334.

Darcel, C., 2002. Correlations dans les réseaux de fractures : Caractérisation et conséquences sur les propriétés hydrauliques, *Université de Rennes*, Rennes, 224 p.

De Marsily, G., 1981. Hydrogéologie quantitative. Masson, Paris, 674 p.

Dreybrodt, W. and Buhmann, D., 1991. A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion. *Chemical Geology*, 90(1-2): 107-122.

Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J. and Usdowski, E., 1992. Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology*, 97(3-4): 285-294.

Dreybrodt, W., Eisenlohr, L., Madry, B. and Ringer, S., 1997. Precipitation kinetics of calcite in the system CaCO₃---H₂O---CO₂: The conversion to CO₂ by the slow process H⁺+HCO₃⁻ -> CO₂+H₂O as a rate limiting step. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(18): 3897-3904.

Dreybrodt, W., Lauckner, J., Zaihua, L., Svensson, U. and Buhmann, D., 1996. The kinetics of the reaction CO₂ + H₂O -> H⁺ + HCO₃⁻ as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system H₂O---CO₂---CaCO₃. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18): 3375-3381.

Dreyfuss, M. and Théobald, N., 1972. Carte Géologique de Vercel. BRGM, Besançon.

- Durand, V., 1992.** Structure d'un massif karstique. Relation entre déformations et facteurs hydro-météorologiques. Causse de l'Hortus - Site des sources du Lamalou (Hérault), *Université de Montpellier II*, Montpellier, 205 p.
- Emblanch, C., 1997.** Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques., *Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse*, Avignon, 197 p.
- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. and Mudry, J., 1998.** Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem. *Geophysical Research Letters*, 25(9): 1459-1462.
- Emblanch, C., Puig, J.M., Zuppi, G.M., Mudry, J. and Blavoux, B., 1999.** Comportement particulier lors des montées de crues dans les aquifères karstiques, mise en évidence d'une double fracturation et/ou de circulation profondes: Exemple de la Fontaine de Vaucluse. *Eclogae Geol. Helv.*, 92: 251-257.
- Esposito, S.J. and Thomson, N.R., 1999.** Two-phase flow and transport in a single fracture-porous medium system. *Journal of Contaminant Hydrology*, 37(3-4): 319-341.
- Favara, R., Grassa, F., Inguaggiato, S. and Valenza, M., 2001.** Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily). *Applied Geochemistry*, 16(1): 1-17.
- Fenart, P., 2002.** Caractérisation du comportement hydromécanique des massifs rocheux fissurés. Thèse, *Université de Montpellier*, Montpellier, 370 p.
- Ford, D. and Williams, P., 1992.** Karst geomorphology and hydrology. Chapman & Hall, 601 p.
- Fourar, M. and Bories, S., 1999.** Experimental study of air-water two-phase flow in a fracture network. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIB - Mechanics-Physics-Chemistry-Astronomy*, 327(8): 765-770.
- Frachon and Petrequin, 1971.** Plongées souterraines dans le Jura (2° campagne). *Spélunca*, 3: 35.
- G.S.C.B, 1993.** Beunes et empoues, 10. Groupe Spéléologique Clerval Baume-les-Dames.
- Gabrovsek, F., Menne, B. and Dreybrod, W., 2000.** A model of early evolution of karst conduits affected by subterranean CO₂ sources. *Environmental Geology*, 39(6): 531-543.
- Gaffet, S., Guglielmi, Y., Virieux, J., Waysand, J., Chawala, A., Stolz, R., Emblanch, C., Auguste, M., Boyer, D. and Cavaillou, A., 2003.** Simultaneous seismic and magnetic measurements in Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) of Rustrel, France, during the 2001 Januray Indian earthquake. *Geophysical Journal International*, 155: 981-990.
- Gilli, E., Mangan, C. and Mudry, J., 2004.** Hydrogéologie Objet, méthodes, application. *DUNOD*, Sciences Sup: 320.

-
- Giresse, P. and Wiewiora, A., 2001.** Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast-Ghana Ridge. *Marine Geology*, 179(1-2): 51-70.
- Gmira, A., 2003.** Etude et thermodynamique d'hydrates modèles du ciment. Thèse, *Université d'Orléans*, Orléans, 340 p.
- Goldscheider, N. (Editor), 2004.** Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers, final report COST 620. European Commission, Directorate-General for Research, EUR 20912 :135-136, Luxembourg, 400 p.
- Guglielmi, Y., 1999.** Apport de la mesure des couplages hydromécaniques à la connaissance hydrogéologique des réservoirs fissurés :approche sur site expérimental. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, *Université de Franche-Comté*, Besançon, 158 p.
- Guglielmi, Y. and Mudry, J., 2001.** Quantitative Measurement of channel-Block Hydraulic Interaction by experimental saturation of a large, Natural, Fissured Rock Mass. *Ground Water*, 39(5): 696-701.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J.P. and Giraud, A., 2002.** Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (Case study of the La Clapière and Séchilienne alpine landslides). *Bull Eng Geol Env*, 61: 311-324.
- Haag, D. and Kaupenjohann, M., 2001.** Landscape fate of nitrate fluxes and emissions in Central Europe: A critical review of concepts, data, and models for transport and retention. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 86(1): 1-21.
- Halihan, T., Wicks, C.M. and Engeln, J.F., 1998.** Physical response of a karst drainage basin to flood pulses: example of the Devil's Icebox cave system (Missouri, USA). *Journal of Hydrology*, 204(1-4): 24-36.
- Hauns, M., Jeannin, P.-Y. and Atteia, O., 2001.** Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology*, 241(3-4): 177-193.
- Holmes, P.R. and Crundwell, F.K., 2000.** The kinetics of the oxidation of pyrite by ferric ions and dissolved oxygen: an electrochemical study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(2): 263-274.
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O. and Angelier, J., 2002.** Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, 357(1-4): 137-158.
- Husen, S., Taylor, R., Smith, R.B. and Heasler, H., 2004.** Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone Park produced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake, Alaska. *Geology*, 32(6): 537-540.
-

- Jeannin, P. and Grasso, A.D., 1995.** Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. *Bulletin d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, 14: 95-111.
- Jeannin, P.-Y., 1996.** Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques, *Université de Neuchâtel*, Neuchâtel, 298 p.
- Kelly, J.C. and Webb, J.A., 1999.** The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 125(1-2): 99-114.
- Kennett, B.L.N., 1983.** Seismic wave propagation in stratified media. *Cambridge University Press*: 339.
- Kilchmann, S., Waber, H.N., Parriaux, A. and Bensimon, M., 2004.** Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. *Hydrogeology Journal*, 12(6): 643-661.
- King, C.-Y., Azuma, S., Ohno, M., Asai, Y., He, P., Kitagawa, Y., Igarashi, G. and Wakita, H., 2000.** In search of earthquake precursors in the water-level data of 16 closely clustered wells at Tono, Japan. *Geophysical Journal International*, 143(2): 469-477.
- Kiraly, L., 1969.** Statistical Analysis of fractures. Orientation density. *Geol. Rundschau*, 59: 125-151.
- Kiraly, L., 1975.** Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of Karstic Terrains, International Union of Geological Sciences*: 53-67.
- Koch, U., Heinicke, J. and Vo[ss]berg, M., 2003.** Hydrogeological effects of the latest Vogtland-NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *Journal of Geodynamics*, 35(1-2): 107-123.
- Ku, T.C.W. and Walter, L.M., 2003.** Syndepositional formation of Fe-rich clays in tropical shelf sediments, San Blas Archipelago, Panama. *Chemical Geology*, 197(1-4): 197-213.
- Lee, E.S. and Krothe, N.C., 2003.** Delineating the karstic flow system in the upper Lost River drainage basin, south central Indiana: using sulphate and $\delta^{34}\text{S}$ SO_4 as tracers. *Applied Geochemistry*, 18(1): 145-153.
- Lee, H.S. and Cho, T.F., 2002.** Hydraulic Characteristics of Rough fractures in Linear Flow under Normal and Shear Load. *Rock Mech. Rock Engng*, 35(4): 299-318.
- Lefebvre, J., 1980.** Introduction aux analyses statistiques multidimensionnelles. 2^{ème} édition. Masson, Paris.

-
- Leonardi, V., 1998.** Interprétation de l'effet des séismes locaux sur le comportement hydraulique des aquifères : Cas du bassin artésien de l'Arax et de la nappe libre des basaltes de Grani (Arménie).
- Leonardi, V., Arthaud, F., Tovmassian, A. and Karakhanian, A.S., 1997.** Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): attempt at a typology of seismically induced piezometric anomalies. *Tectonophysics*, 273(3-4): 293-316.
- Leonardi, V. and Gavrilenko, P., 2004.** Hydrologic measurements in wells in the Aigion area (Corinth Gulf, Greece): Preliminary results. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(4-5): 385-393.
- Leonardi, V., Kharatian, K., Igumnov, V. and Travi, Y., 1999.** Changes in water level, chemistry and helium emission induced by seismicity in confined aquifers in Armenia. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 328(1): 51-58.
- Lesage, P., 1981.** Développement de méthodes en vue de l'étude des déformations sismotectoniques du sous-sol, *Université Pierre et Marie Curie*, Paris, 157 p.
- Louis, C., 1974.** Introduction à l'hydraulique des roches. *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, III-4: 283-356.
- Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A. and Rank, D., 2002.** Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental ^{18}O and ^3H isotopes. *Journal of Hydrology*, 256(1-2): 48-59.
- Manga, M., 2001.** Origin of postseismic streamflow changes inferred from baseflow recession and magnitude-distance relations. *Geophysical Research Letters*, 28(10): 2133-2136.
- Manga, M., Brodsky, E.E. and Boone, M., 2003.** response of streamflow to multiple earthquake. *Geophysical Research Letters*, 30(NO.5): 1214.
- Mangin, A., 1975.** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Annales de spéléologie*: 283-329.
- Merrien-Soukatchoff, V., 2002.** Eléments de réflexion sur la qualité des modélisations en hydrogéotechnique. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, *Institut National Polytechnique de Lorraine*, Nancy, 93 p.
- Montgomery, D.R. and Manga, M., 2003.** Streamflow and water well responses to earthquakes. *Science*, 300(5628)(Jun 27): 2047-9.
- Mudry, J., 1987.** Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse de doctorat d'état, *Université de Besançon*, Besançon, 202 p.
-

- Mudry, J., Charmoille, A., Robbe, N., Bertrand, C., Bartiot, C., Emblanch, C. and Mettetal, J.P., 2002.** Use of hydrogeochemistry to display a present recharge of confined karst aquifers. Case study of the Doubs valley, Jura mountains, eastern France. In: F. Carrasco, J.J. Duran and B. Andreo (Editors), *Karst and Environment*, Malaga, pp. 123-129.
- Muir-Wood, R. and King, C.P.G., 1993.** Hydrological Signature of earthquake strain. *Journal of Geophysical research*, 98(B12): 22,035-22,068.
- OFEG, 2003.** Délimitation des zones de protection des eaux souterraines en milieu fissuré. *Guide pratique, Office Fédéral de l'Environnement, des Forêts et du Paysage*, Berne: 83p.
- Oron, A.P. and Berkowitz, B., 1998.** Flow in rock fractures: the local cubic law assumption reexamined. *Water Resources research*, 34(11): 2811-2825.
- Pauwels, H., Foucher, J.-C. and Kloppmann, W., 2000.** Denitrification and mixing in a schist aquifer: influence on water chemistry and isotopes. *Chemical Geology*, 168(3-4): 307-324.
- Pauwels, H., Kloppmann, W., Foucher, J.-C., Martelat, A. and Fritsche, V., 1998.** Field tracer test for denitrification in a pyrite-bearing schist aquifer. *Applied Geochemistry*, 13(6): 767-778.
- Pauwels, H., Lachassagne, P., Bordenave, P., Foucher, J.-C. and Martelat, A., 2001.** Temporal variability of nitrate concentration in a schist aquifer and transfer to surface waters. *Applied Geochemistry*, 16(6): 583-596.
- Peiffer, S. and Stubert, I., 1999.** The oxidation of pyrite at pH 7 in the presence of reducing and nonreducing Fe(III)-chelators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(19-20): 3171-3182.
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y. and Zwahlen, F., 2003.** Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 106-124.
- Plagne, V., 1997.** Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse, *Université de Montpellier II*, Montpellier, 372 p.
- Poitrasson, F., Dundas, S.H., Toutain, J.-P., Munoz, M. and Rigo, A., 1999.** Earthquake-related elemental and isotopic lead anomaly in a springwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 169(3-4): 269-276.
- Reynaud, A., 2000.** Fonctionnement d'un aquifère karstique décollé sur une semelle de Trias évaporitique Exemple du massif du mont Vial (Arc de Castellane, Alpes-Maritimes). Thèse, *Université de Franche-Comté*, Besançon.
- Robbe, N., 2001.** Etude du karst profond de la vallée du Doubs (2). Mémoire de Maîtrise, *Université de Franche-Comté*, Besançon, 45 p.

-
- Robinson, S.G., 2001.** Early diagenesis in an organic-rich turbidite and pelagic clay sequence from the Cape Verde Abyssal Plain, NE Atlantic: magnetic and geochemical signals. *Sedimentary Geology*, 143(1-2): 91-123.
- Roeloffs, E., 1999.** Radon and Rock deformation. *Nature*, 399: 104-105.
- Roeloffs, E., Sneed, M., Galloway, D.L., Sorey, M.L., Farrar, C.D., Howle, J.F. and Hughes, J., 2003.** Water-level changes induced by local and distant earthquakes at Long Valley caldera, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(3-4): 269-303.
- Rojstaczer, S. and Wolf, S., 1992.** Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, California. *Geology*, 20(March): 211-214.
- Rojstaczer, S., Wolf, S. and Michel, R., 1995.** Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. *Nature*, 373(19 January): 237-239.
- Rutqvist, J., 1995b.** determination of hydraulic normal stiffness of fractures in hard rock from well testing. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 32: 513-523.
- Rutqvist, J. and Stephansson, O., 2003.** The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeology Journal*, 11(1): 7-40.
- Salve, R., Oldenburg, C.M. and Wang, J.S.Y., 2003.** Fault-matrix interactions in nonwelded tuff of the Paintbrush Group at Yucca Mountain. *Journal of Contaminant Hydrology*, 62-63: 269-286.
- Salve, R., Wang, J.S.Y. and Doughty, C., 2002.** Liquid-release tests in unsaturated fractured welded tuffs: I. Field investigations. *Journal of Hydrology*, 256(1-2): 60-79.
- Sauter, M., 1992.** Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Part C 13*: 151.
- Schlichting, H., 1979.** Boundary-layer theory. 7th edn, McGraw-Hill, New-York.
- Scholz, C.H., 2002.** The mechanics of earthquakes and faulting. 2nd edn. Cambridge University Press.
- Shimizu, I., Osawa, H., Seo, T., Yasuike, S. and Sasaki, S., 1996.** Earthquake-related ground motion and groundwater pressure change at the Kamaishi Mine. *Engineering Geology*, 43(2-3): 107-118.
- Sibson, R.H., 1990.** Conditions for fault-valve behaviour. In: R.J.R. Knipe, E.H. (Editor), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geological Society Special Publication, pp. 15-28 p.
- Sibson, R.H., Moore, M.c.M. and Rankin, A.H., 1975.** Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. *Jl Geol. soc. Lond.*, 131: 653-659.
-

- Silver, P. and Wakita, H., 1996.** A search for earthquake precursors. *Science*, 273: 77-78.
- Smart, P.L. and Friedrich, H., 1986.** Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonated aquifer. In: N.W.W. Association (Editor), Conference on Environnement problems of karst terranes and their solutions, Mendip Hills, England, pp. 59-87.
- Sommaruga, A., 1999.** Decollement tectonics in the Jura forelandfold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16(2): 111-134.
- Song, S.-R., Ku, W.-Y., Chen, Y.-L., Lin, Y.-C., Liu, C.-M., Kuo, L.-W., Yang, T.F. and Lo, H.-J., 2003.** Groundwater Chemical Anomaly before and after the Chi-Chi Earthquake in Taiwan. *TAO*, 14(3): 311-320.
- Teutsch, G. and Sauter, M., 1991.** Groundwater modeling in karst terranes: scale effects, data acquisition and field validation. *Proceedings of the Third Conference on Hydrogeology, Ecology, Monitoring, and Management of Ground Water in Karst Terranes Nashville, TN*: 17-35.
- Thompson, M.E. and Brown, S.R., 1991.** The effect of anisotropic surface roughness on flow and transport in fracture. *Journal of Geophysical research*, 96B: 21923-21932.
- Tindall, J.A., Petrusak, R.L. and McMahon, P.B., 1995.** Nitrate transport and transformation processes in unsaturated porous media. *Journal of Hydrology*, 169(1-4): 51-94.
- Tokunaga, T., 1999.** Modeling of earthquake-induced hydrological changes and possible permeability enhancement due to the 17 January 1995 Kobe Earthquake, Japan. *Journal of Hydrology*, 223(3-4): 221-229.
- Toutain, J.P. and Baubron, J.C., 1999.** Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics*, 304: 1-27.
- Toutain, J.P., Munoz, M., Poitrasson, F. and Lienard, A.C., 1997.** Springwater chloride ion anomaly prior to a ML = 5.2 Pyrenean earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 149(1-4): 113-119.
- Trainer, F.W. and Heath, R.C., 1976.** Bicarbonate content of groundwater in carbonate rock in eastern North America. *Journal of Hydrology*, 31(1-2): 37-55.
- Unruh, J.R., Davisson, M.L., Criss, R.E. and Moores, E.M., 1992.** Implications of perennial saline springs for abnormally high fluid pressures and active thrusting in western California. *Geology*, 20(May): 431-434.
- Vittori, E., Deiana, G., Esposito, E., Ferreli, L., Marchegiani, L., Mastrolorenzo, G., Michetti, A.M., Porfido, S., Serva, L., Simonelli, A.L. and Tondi, E., 2000.** Ground effects and surface faulting in the Septembre-October Umbria-Marche (Central Italy) seismic sequence. *Journal of Geodynamics*, 29: 535-564.

-
- Wang, C.-y., Wang, C.-H. and Manga, M., 2004.** Coseismic release of water from mountains: Evidence from the 1999 ($M_w=7.5$) Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Geology*, 32(9): 769-772.
- White, W.B., 2002.** Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65(2-3): 85-105.
- Williamson, M.A. and Rimstidt, J.D., 1994.** The kinetics and electrochemical rate-determining step of aqueous pyrite oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(24): 5443-5454.
- Witherspoon, P.A. and Gale, J.E., 1977.** Mechanical and hydraulic properties of rocks related to induced seismicity. *Engineering Geology*, 11(1): 23-55.
- Witherspoon, P.A., Wang, J.C.Y., Iway, K. and Gale, J.E., 1980.** Validity of the cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resources research*, 16-6: 1016-1024.
- Wood, M.D. and King, N.E., 1977.** Relation between earthquakes, weather and soil tilt. *Science*, 197: 154-156.
- Xu, T., White, S.P., Pruess, K. and Brimhall, G.H., 2000.** Modeling of Pyrite Oxidation in Saturated and Unsaturated Subsurface Flow Systems. *Transport in Porous Media*, 39(1): 25-56.
- Zadro, M. and Braitenberg, C., 1999.** Measurements and interpretations of tilt-strain gauges in seismically active areas. *Earth-Science Reviews*, 47(3-4): 151-187.
- Zaihua, L. and Dreybrodt, W., 1997.** Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H_2O-CO_2 solutions in turbulent flow: The role of the diffusion boundary layer and the slow reaction $H_2O + CO_2 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(14): 2879-2889.
- Zaihua, L., Svensson, U., Dreybrodt, W., Daoxian, Y. and Buhmann, D., 1995.** Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Huanglong Ravine, China: Field measurements and theoretical prediction of deposition rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(15): 3087-3097.

Liste des figures et des tables.

Liste des figures

• Chapitre 1 :

Fig. 1. 1. : Hétérogénéité des milieux fissurés et fracturés (OFEG, 2003)-----	11 -
Fig. 1. 2. : Géométrie d'une fracture (a) bloc 3D, (b) coupe X-Z, (c) coupe X-Y, (Fenart, 2002) -----	12 -
Fig. 1. 3. Facteurs géométriques caractérisant le comportement hydraulique de deux plans parallèles rugueux (Aydin, 1997; Aydin, 2001)-----	14 -
Fig. 1. 4. Domaines de validité des lois d'écoulement, dans les fractures ouvertes et rugueuses, délimités par la rugosité relative K/D_h en fonction du nombre de Reynolds critique déterminé par les facteurs de friction de la figure 1.5 (Aydin, 1997; Aydin, 2001)-----	16 -
Fig. 1. 5. Modification des facteurs de conductivité et de friction dans les domaines délimités par la figure 1. 4 (Louis, 1974) -----	16 -
Fig. 1. 6. Double perméabilité du milieu fracturé ou fissuré (Gilli et al., 2004) -----	18 -
Fig. 1. 7. Les différentes configurations d'infiltration du karst (Goldscheider, 2004)-----	20 -
Fig. 1. 8. Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (Smart et Friedrich, 1986)----	21 -
Fig. 1. 9. Exemple de relations hydrauliques entre les différents compartiments d'un aquifère karstique de type binaire (d'après Blavoux et Mudry, 1983)-----	23 -
Fig. 1. 10. Illustration de la loi de Bernouilli. (A) La loi de Bernouilli. (B) Evolution de l'énergie d'une particule d'eau en transit dans une conduite saturée en eau. (C) Evolution de l'énergie d'une particule d'eau lors d'un rétrécissement du diamètre de la conduite.-----	26 -
Fig. 1. 11. Diagramme de Piper montrant la distribution des principaux éléments majeurs présents dans l'eau en provenance de différents types d'aquifères alpins suisses (Kilchmann et al., 2004)-----	29 -
Fig. 1. 12. Réactions chimiques eau/roches dans les aquifères karstiques carbonatés (Ford et Williams, 1992) --	31 -
Fig. 1. 13. Délai de déformation extensométrique suite à un épisode pluvieux : t_e et t_c représentent les délais d'extension et de compression comparés au début de l'épisode pluvieux (Crochet et al., 1983) -----	34 -
Fig. 1. 14. Déformation d'un cavité souterraine à la suite des épisodes pluvieux (Guglielmi, 1999) -----	36 -
Fig. 1. 15. Dépendance d'échelle de la perméabilité dans les aquifères cristallins (Clauser, 1992) -----	37 -
Fig. 1. 16. Effet d'échelle sur la perméabilité d'un aquifère karstique (Király, 1975; Sauter, 1992) -----	38 -
Fig. 1. 17. : Stratégie d'étude multi échelle et multi site développée tout au long de cette étude-----	40 -

• Chapitre 2 :

Fig. 2. 1. Localisation géographique du village de Coaraze. -----	42 -
Fig. 2. 2. Hameau de La Parre, haute vallée du Paillon de Contes (Extrait Top25 3741 ET IGN®) -----	43 -
Fig. 2. 3. Log stratigraphique simplifié du massif de Roccassiera -----	44 -

Fig. 2. 4. Contexte structural du massif de Roccassiera et position structurale du site expérimental de Coaraze (d'après Guglielmi, 1999)-----	45 -
Fig. 2. 5. Observation microscopique de l'échantillon n°1 (photos a et a'(détail)) et de l'échantillon n°2 (photos b et b'(détail)). dolomite (Dol); pyrite (Py); glauconite (Gl) -----	47 -
Fig. 2. 6. Vue du vallon de La Parre en direction de l'aval, le site expérimental est en rive gauche -----	48 -
Fig. 2. 7. Photo et schéma interprétatif de la faille amont du site expérimental-----	49 -
Fig. 2. 8. Photo et schéma interprétatif de la faille aval du site expérimental-----	50 -
Fig. 2. 9. Mésofracturation en rive gauche du vallon de La Parre (Cappa et al., 2005)-----	51 -
Fig. 2. 10. Fonctionnement hydrogéologique naturel et artificiel de l'aquifère de Coaraze (A) Block 3D de l'aquifère de Coaraze. (B) Coupe longitudinale de l'aquifère de Coaraze (Guglielmi, 1999; Guglielmi et Mudry, 2001; Cappa et al., 2005). -----	53 -
Fig. 2. 11 (A) Localisation des points de mesures et des discontinuités testées. (B) Dispositif d'appareillage des discontinuités (D'après Guglielmi, 1999; Cappa et al., 2005)-----	54 -
Fig. 2. 12 Soutirage dans le drain F_3 et suivi de l'évolution des pressions en S_1 et S_2 . -----	60 -
Fig. 2. 13 Soutirage dans le joint de stratification S_2 et suivi des pressions en F_3 et S_1 .-----	61 -
Fig. 2. 14. Contraste d'évolution de pression entre une faille et un joint de stratification-----	63 -
Fig. 2. 15. Comparaison du volume stocké dans l'aquifère avec l'évolution des pressions dans un joint de stratification et dans un drain (Guglielmi et Mudry, 2001) -----	65 -
Fig. 2. 16. Modèle hydraulique de fonctionnement d'un aquifère à double perméabilité (d'après Guglielmi and Mudry, 2001; Cappa et al., 2005) -----	66 -
Fig. 2. 17. (A) Evolution synchrone de la pression d'eau dans un drain et de la déformation normale au plan de fracturation (B) Evolution synchrone de la pression d'eau dans un joint de stratification et de la déformation normale au plan de stratification (C) Evolution de la déformation dans le drain en fonction de la pression d'eau (D) Evolution de la déformation dans le joint en fonction de la pression d'eau (E) Evolution de la pression d'eau dans le joint en fonction de la pression d'eau dans le drain (F) Evolution de la déformation dans le drain en fonction de la déformation du joint (Charmoille et al., 2003) -----	68 -
Fig. 2. 18. Evolution de pression et de la déformation dans le joint S_2 et le drain F_3 durant trois fermetures de vanne successives (Charmoille et al., 2003).-----	70 -
Fig. 2. 19. Contrôle thermomécanique de l'évolution de pression dans le joint de stratification (Charmoille et al., 2003).-----	71 -
Fig. 2. 20. Distribution des échantillons d'eau en provenance des terrains jurassiques et crétacés en fonction de leur température, et de leur concentration en ions Mg^{2+} . -----	76 -
Fig. 2. 21. Variabilité de la signature hydrochimique en ions Mg^{2+} et SO_4^{2-} des eaux en provenance des aquifères jurassique et crétacé-----	77 -
Fig. 2. 22. Influence de l'état hydrodynamique de l'aquifère crétacé sur la signature chimique des aquifères jurassiques et crétacés.-----	81 -
Fig. 2. 23. Variabilité de la température et des concentrations en Mg^{2+} et SO_4^{2-} suivant l'état hydraulique de l'aquifère crétacé. -----	82 -
Fig. 2. 24. Relations hydrauliques déduites de la prospection hydrochimique -----	86 -

Fig. 2. 25. Déroulement des expérimentations et contexte structural et hydraulique de réalisation de la prospection hydrochimique-----	90 -
Fig. 2. 26. Evolution des indices des indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite dans le joint S_2 et le drain F_3 -----	93 -
Fig. 2. 27. Suivi de la pression dans le drain F_3 , de la conductivité électrique de l'eau et de la pression dans le joint de stratification S_2 pendant l'expérimentation n°2.-----	94 -
Fig. 2. 28. Evolution de la conductivité électrique de l'eau dans le joint de stratification lors d'une vidange du massif, sans manipulations de système de prélèvement du joint. -----	95 -
Fig. 2. 29. Détail de l'évolution de conductivité électrique de l'eau dans le joint S_2 et évolution de pression dans le drain et dans le joint durant les périodes sélectionnées.-----	96 -
Fig. 2. 30 Evolution de la conductivité en fonction de la pression lors d'un cycle d'ouverture et de fermeture de vanne pour les deux comportements hydrochimiques mis en évidence dans le joint de stratification peu perméable. -----	98 -
Fig. 2. 31. Evolution de la conductivité électrique (mesures manuelles) de l'eau du joint et du drain pendant d_1/f_1 , d_2/f_2 et d_3/f_3 . -----	99 -
Fig. 2. 32. Représentation des prélèvements effectués dans le drain et le joint, après une semaine de fermeture de vanne et durant la fermeture f_1 , en fonction de leurs concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} .-----	101 -
Fig. 2. 33. Modèle conceptuel de l'évolution de conductivité en fonction de la pression dans les discontinuités perméables et peu perméables.-----	103 -
Fig. 2. 34. Modèle théorique d'évolution hydrochimique de l'eau du joint de stratification peu perméable, en fonction de l'état de saturation en eau de l'aquifère. -----	106 -
Fig. 2. 35. Synthèse des interactions entre les processus hydrauliques, mécaniques et hydrochimiques, à l'échelle de deux fractures de perméabilités différentes. -----	112 -
Fig. 2. 36. Détection possible des déformations d'un aquifère par l'outil hydrochimique.-----	113 -

• Chapitre 3 :

Fig. 3. 1. Localisation de la Source de Fourbanne-----	116 -
Fig. 3. 2. Vue en perspective de la vallée du Doubs à la hauteur du village de Fourbanne -----	117 -
Fig. 3. 3. Schéma tectonique du massif du Jura montrant les principales unités tectoniques, ainsi que sa position par rapport aux grands ensembles géologiques voisins. (PHS : Plateau de Haute-Saône; IC : Ile Crémieu; AM : Avant-Monts; Fe : Ferrette; AR : Aiguilles Rouges; MB : Mont Blanc) (d'après Sommaruga, 1999) -----	120 -
Fig. 3. 4. (A) Colonne stratigraphie du massif du jura (B) Colonne stratigraphique du Faisceau Bisontin (d'après Chauve, 1975)-----	121 -
Fig. 3. 5. Schéma structural synthétique de la bordure nord-ouest du massif du jura-----	123 -
Fig. 3. 6. Profil topographique en coupe et en plan du conduit karstique alimentant la source de Fourbanne-----	124 -
Fig. 3. 7. Profil topographique en plan du réseau karstique en Amont de Fourbanne (Grotte d'En Versenne) ----	126 -

Fig. 3. 8. Principales connections hydrogéologiques mises en évidence par traçage artificiel en amont de la source de Fourbanne. -----	127 -
Fig. 3. 9 Carte hydrogéologique d'une partie des Avants-Monts située au nord de Fourbanne, entre le Doubs et la vallée de l'Ognon. -----	128 -
Fig. 3. 10 Coupes géologiques du bassin versant de la source de Fourbanne, (A) et (B) Coupes Nord-Sud, (C) Coupe NE-SW, (D) coupe Est-Ouest. -----	129 -
Fig. 3. 11. Schéma conceptuel des différents modes d'infiltration de l'eau à la surface du bassin versant de la source de Fourbanne -----	132 -
Fig. 3. 12. Relation entre la structure de la grotte d'En-Versenne et la fracturation du bassin versant et de l'aquifère. -----	134 -
Fig. 3. 13. Analyse morphologique de la partie aval du bassin versant -----	135 -
Fig. 3. 14. Dispositif de mesure mis en place dans l'aquifère de Fourbanne -----	137 -
Fig. 3. 15. Courbe de tarage de la rivière souterraine d'En-Versenne à la hauteur de Fontenotte -----	142 -
Fig. 3. 16. La source de Fourbanne à l'étiage et en crue -----	142 -
Fig. 3. 17. Suivi des hauteurs d'eau à Fontenotte et Fourbanne durant le mois d'octobre 2002 -----	143 -
Fig. 3. 18. Evolution des hauteurs d'eau durant l'ensemble du suivi sur les trois points de surveillance ---	147 -
Fig. 3. 19. Détail des temps d'arrivée de la crue sur les trois points de surveillance -----	148 -
Fig. 3. 20. Courbes de restitution des colorants sur l'ensemble de la crue. -----	149 -
Fig. 3. 21. Temps de transit de la fluorescéine entre Verne et Fontenotte -----	150 -
Fig. 3. 22. Délai entre l'évolution des hauteurs d'eau et la restitution du colorant à Fontenotte -----	152 -
Fig. 3. 23. Suivi de la hauteur d'eau, de la turbidité et de la conductivité électrique de l'eau à la source de Fourbanne durant l'expérimentation Crue II -----	153 -
Fig. 3. 24. Coupes géologiques du bassin versant de la source de Fourbanne, mise en évidence d'un graben à l'aval du village de Fontenotte et à l'amont du village de Grosbois -----	155 -
Fig. 3. 25. (A) Topographie du toit du niveau marneux liasique (altitude en mètre NGF). (B) Bloc diagramme représentant la surface topographique et le toit des marnes liasiques au niveau du graben de la forêt de Grosbois -----	156 -
Fig. 3. 26. Modèle conceptuel du transfert de pression mesuré à travers la zone saturée de l'aquifère de Fourbanne. -----	158 -
Fig. 3. 27. Restitution de la rhodamine : contrôle hydraulique -----	160 -
Fig. 3. 28 Evolution de la concentration en rhodamine en fonction de la hauteur d'eau mesurée à la source. -----	162 -
Fig. 3. 29. Evolution de la pression au sein de la zone saturée, lors de l'arrivée d'une onde de crue depuis la zone non saturée -----	163 -
Fig. 3. 30. Mécanisme hydraulique entre le conduit et les volumes peu perméables, permettant d'expliquer la restitution de la rhodamine à Fourbanne. -----	165 -
Fig. 3. 31 Interactions entre le conduit et les volumes de roches peu perméables en zone non-saturée (Jeannin, 1996) -----	166 -
Fig. 3. 32 Interactions hydrauliques entre le conduit et les volumes peu perméables en milieu saturé. -----	167 -

Fig. 3. 33. Localisation des principales sources et forages de la vallée du Doubs représentés sur la carte géologique simplifiée (Charmoille, 2000; Mudry et al., 2002).-----	170 -
Fig. 3. 34 Karst de la vallée du Doubs, rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} en fonction du tritium et du carbone 13 (Mudry et al., 2002).-----	171 -
Fig. 3. 35. Familles de chimiogrammes enregistrés à la source pour Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-} . -----	173 -
Fig. 3. 36. Analyse en Composante Principale des données enregistrées à la source (A) Graphique des variables. (B) Graphique des individus-----	176 -
Fig. 3. 37. Restitution des colorants et évolution des concentrations en NO_3^- , Mg^{2+} de la hauteur d'eau et de la conductivité à la source. Délimitation des groupes d'échantillons définit à partir de l'ACP. -----	178 -
Fig. 3. 38. Evolution des concentrations en nitrates dans le joint peu perméable et le drain, suite à une fermeture de vanne précédée d'une phase de drainage de 20 heures.-----	180 -
Fig. 3. 39. Evolution de la hauteur d'eau, de la conductivité et des concentration en NO_3^- et COT à Fourbanne durant la Crue II-----	182 -
Fig. 3. 40 Représentation des échantillons prélevés durant la Crue II à Verne, Fontenotte et Fourbanne en fonction de leurs concentrations en SO_4^{2-} et Ca^{2+} -----	183 -
Fig. 3. 41 Représentation des échantillons d'eau prélevés à Fourbanne durant la crue I en fonction de leur teneurs en Mg^{2+} , HCO_3^- et de leur conductivité électrique. -----	185 -
Fig. 3. 42 Représentation des échantillons prélevés à Verne, Fontenotte et Fourbanne (Crue II) (A) en fonction des concentrations en Na^+ et Cl^- (B) en fonction des ions Na^+ et SO_4^{2-} .-----	186 -
Fig. 3. 43 Evolution des teneurs en nitrates au niveau des trois points de surveillance durant la Crue I----	188 -
Fig. 3. 44 Concentration en NO_3^- de l'eau colorée par la fluorescéine lors de son transit à travers l'aquifère. ----	189 -
Fig. 3. 45 Evolution des concentrations en Cl^- du volume d'eau coloré par la fluorescéine lors de la traversée de l'aquifère. -----	190 -
Fig. 3. 46 Evolution des concentrations en Mg^{2+} du volume d'eau coloré par la fluorescéine lors de la traversée de l'aquifère.-----	191 -
Fig. 3. 47. Représentation de l'ensemble des échantillons prélevés durant la Crue II en fonction de leurs teneurs en Na^+ et Mg^{2+} -----	192 -
Fig. 3. 48. Evolution du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} à la source de Fourbanne, pendant l'épisode de crue II -----	194 -
Fig. 3. 49 Détermination de l'origine de l'eau à la source à partir du suivi hydrochimique et hydraulique de la source de Fourbanne. -----	196 -
Fig. 3. 50. Modèle conceptuel des interactions conduit/VPP durant l'épisode de "crue I"-----	199 -
Fig. 3. 51. (A) Evolution du débit à Fontenotte du 18 au 28 octobre 2002 (B) Participation respective des pertes et des VPP à l'alimentation du conduit.-----	201 -

• Chapitre 4 :

Fig. 4. 1. (A) Localisation géographique de l'épicentre et de l'aquifère de Fourbanne au niveau de la bordure Ouest du massif du Jura. (B) Localisation de l'épicentre, de l'hypocentre et du bassin versant de la source de Fourbanne, dans leur contexte géologique et structural-----	209 -
--	-------

Fig. 4. 2. (A) Suivi des précipitations (a), de la hauteur d'eau (b) et de la conductivité électrique (c) à la station de mesure de Fontenotte (zone non-saturée). (B) Suivi des précipitations (a), de la hauteur d'eau (b) et de la conductivité électrique (c) à la station de mesure de Fourbanne (Zone saturée) (Charmoille et al., 2005).	- 211 -
Fig. 4. 3. Augmentation de conductivité anormale enregistrée dans le réseau de la Milandrine (Suisse) ---	- 212 -
Fig. 4. 4. Détail du signal de conductivité post-sismique enregistré à la source de Fourbanne (Charmoille et al., 2005) -----	- 213 -
Fig. 4. 5. Ensemble des mécanismes pouvant produire une réponse hydrogéologique en terme d'écoulement dans le champ proche de la rupture sismique -----	- 215 -
Fig. 4. 6. Synthèse bibliographique de l'ensemble des mécanismes pouvant induire une réponse hydrogéologique pré-sismique, co-sismique ou post sismique. -----	- 216 -
Fig. 4. 7. Le réseau de la Milandrine vu en plan et en coupe. Emplacement de la station de mesure (d'après Perrin et al., 2003)-----	- 222 -
Fig. 4. 8. Origine du signal post-sismique dans le réseau de la Milandrine (d'après Jeannin, 1996) -----	- 223 -
Fig. 4. 9. Mécanisme d'expulsion de l'eau des zones peu perméables dans l'aquifère de Fourbanne, dans le cas d'un signal post-sismique lié au passage de l'onde sismique. -----	- 226 -
Fig. 4. 10. Effet de la déformation élastique co-sismique sur la perméabilité de fractures verticales et horizontales en fonction du mécanisme de la faille (d'après Muir-Wood et King, 1993).-----	- 229 -
Fig. 4. 11. Modification post-sismique de la participation des zones peu perméables de la zone saturée à l'alimentation de la source de Fourbanne. -----	- 231 -
Fig. 4. 12. Augmentations de conductivité anormales ("Crues chimiques") enregistrées à Fontenotte avant les crues. -----	- 233 -
Fig. 4. 13. Anomalie induite par un épisode de pluie à la fin de l'expérimentation Crue I-----	- 235 -
Fig. 4. 14. Représentation des échantillons concernés par les augmentations de conductivité en fonction de leurs concentrations en ions Mg^{2+} , en ions HCO_3^- et de la conductivité électrique de l'eau -----	- 236 -
Fig. 4. 15. Modèle conceptuel du mécanisme à l'origine des augmentations de conductivité électrique de l'eau, enregistrées à Fontenotte. (A) Compression verticale de l'aquifère (B) Contraintes imposées par les drains mis en charge dans la zone saturée.-----	- 240 -
Fig. 4. 16. Variation de la température de l'eau durant les variations anormales de conductivité électrique de l'eau à Fontenotte. -----	- 241 -

• Conclusion :

Fig. 5. 1. Modèle conceptuel pluriscale présentant les principaux résultats mis en évidence.-----	- 246 -
---	---------

Liste des tableaux

- **Chapitre 2 :**

Tableau. 2 1. Conductivités hydrauliques déterminées à la suite de l'interprétation des "slug tests" et de pompage d'essais réalisés au niveau des discontinuités représentées figure 2.9 (Fenart, 2002; Cappa et al., 2005) ----- 58 -

- **Chapitre 3 :**

Tableau. 3. 1. Bilan hydrogéologique du bassin versant de la source de Fourbanne ----- 140 -

Tableau. 3. 2. Protocole expérimental de l'expérimentation "Crue 1"----- 144 -

Tableau. 3. 3. Protocole expérimental de l'expérimentation "Crue 2"----- 145 -

Tableau. 3. 4. Calcul du temps de transit des traceurs ----- 150 -

Tableau. 3. 5. Volumes calculés sur l'ensemble de la crue. ----- 202 -

- **Chapitre 4 :**

Tableau. 4. 1. Calcul du volume d'eau excédentaire écoulé à la source de Fourbanne, en provenance des zones peu perméables, à la suite du séisme de Besançon (Charmoille et al., 2005).----- 224 -

Annexes.

Behaviour of a dual-permeability fractured carbonate aquifer from *in situ* hydrochemical measurements (Coaraze experimental site, southeastern France)

A. CHARMOILLE¹, C. BERTRAND¹, Y. GUGLIELMI², J. MUDRY¹

¹ EA 2642, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, F-25030 Besançon, France

² UMR 6526, UNSA, 250 rue A. Einstein, F-06560, Valbonne, France

Corresponding author: arnaud.charmoille@univ-fcomte.fr

Abstract.

Usually, the exchanges between low permeable and permeable compartments in karst aquifer are studied by analysing hydrochemical and hydraulic output signal of the spring draining a large aquifer. The experiments performed in the following study focus on the interaction between contrasted permeability areas, at the scale of a group of single discontinuities including low permeable discontinuities ($9.0 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1} < K < 7.6 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$) and permeable discontinuities ($5.7 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1} < K < 2.3 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$). The Coaraze aquifer is a fractured carbonated aquifer, the particularity of this aquifer lies in the fact that the spring is equipped with a water-gate, which allows controlling the volume of water stored in the reservoir. The experimental protocol allowed reproducing on a single aquifer, the flow conditions of vadose and saturated zone. Two chemical signatures have been clearly identified, depending of the flow area, and the hydraulic conditions of aquifer. It appears that the low permeable volumes play a storage role both in the vadose and saturated zones, that confirms the results obtained at larger scales. The use of hydrochemical tools at the scale of single discontinuities allows to precise the hydrochemical interaction between the low and permeable discontinuities the in fractured carbonated aquifers.

Keywords: Karst, hydrochemistry, fractured rocks, groundwater flow, hydraulic properties

1. Introduction

In a fractured aquifer including a low permeability porous matrix, the main water flow takes place in the network system of discontinuity (Rutqvist 1995b; Cappa et al. 2004). Moreover, the flow in fractures is faster than the flow through the rock matrix (Hinds et al. 2003). In this fractured reservoirs, the fracturing scale induces a very large permeability contrast. This characteristic is emphasized in karst systems where some flow paths are extremely developed and form channels and conduit with very high permeabilities. Sauter (1992); White (2002) show that permeability is scale dependant in this type of aquifer, because of karstification processes that affect some pre-existing discontinuities and save others (Fig. 1).

Several authors (Jeannin and Grasso 1995; Guglielmi and Mudry 2001) studied the relation between water exchanges between “matrix” and conduit. They showed two reversible behaviours: in some hydraulic cases, matrix losses water to conduit, and in other hydraulic cases conduit losses water to matrix. With the use of a four component mixing model, Lee and Krothe (2001) show that total discharge at a spring is a mix of rain, soil, epikarstic and phreatic water, respectively in the following proportion: 10.6 %, 3.1 %, 52.3 %, and 34 %. Maloszewski (2001) show that volume stored in the karst channels is very small (less than 1%), and suggests that a matrix porosity measurement is needed. These results suggest a minor role of the permeable conduit in the water storage and the important role of the vadose and phreatic zone as the water storage compartment in karst aquifer system (Lee and Krothe 2002).

The purpose of the experiments performed on the natural test site of the Coaraze spring (Southern Alps, France), is to precise the relation between conduit and low permeable zone (often called matrix or blocks) in a fractured carbonated aquifer, by physico chemical measurement, and hydrochemical tracing. The experiments take place at a sublocal scale, as defined by Teutsch and Sauter (1991); Sauter (1992) and White (2002). On this experimental site, different piezometric heads and different residence times can be generated by artificial floods. No parameter variation is due to the transit through soil. All the chemical variations result only in water/rock interactions or transport. The small Coaraze aquifer allows testing the different compartments of a karst aquifer system. Indeed, during the water-gate opening, the Coaraze experimental site can be considered as a vadose zone without rain infiltration, and as a phreatic zone when the water-gate is closed. The duration of the water-gate opening allows testing different residence time of water in a phreatic zone. Interpretations of our experiments can be directly applied to the general functioning of the different compartments of a larger karst aquifer.

2. Hydrogeological context and experimental set-up

The Coaraze natural laboratory site (Guglielmi and Mudry, 2001), is located in the external Alps of southeastern France, about 30 km north of Nice (Fig. 2). This site consists of a small natural reservoir (30 m x 30 m) made up of a 15 m thick pile of fractured Cretaceous limestones, and limited at the bottom and the top by impervious glauconious marl layers (Fig. 2). In order to determine the petrography and mineralogy of the calcareous rock matrix, thin sections were cut on samples taken along a vertical section on the aquifer outcrop. The Cretaceous limestone is a packstone in its basal part and a wackestone in its upper part. Grains are made of a large quantity of glauconite grains, with maximal sizes of 0.5 mm. These minerals are contained in a carbonated mud (micrite). A large quantity of framboidal pyrite is associated with glauconite. Secondary dolomite is observed under the shape of sparitic cement (secondary crystallisation). A few quartz grains are also observed. In the middle part of the aquifer, the quantity and the size of the glauconite grains decrease, along with the quantity of pyrite. Dolomitic sparite is still present in the cement. In the upper part of the aquifer, glauconite grains and very few pyrite crystals are observed.

The Coaraze aquifer discontinuity network is described by Cappa et al (2004). The rock mass discontinuity network is characterized by 26 pluri-decamic discontinuities that extend over the boundaries of the studied reservoir and that spread in three clusters (Fig. 2 A and B):

- 3 faults with a N50 / N70 trend, dipping 70° to 90° SE (F_{11} , F_{12} and F_{13}). These faults have 2-3 meter spacing and an undulating plane with a lower dip in the upper part of the reservoir,
- 11 faults with a N120 / N140 trend, dipping 75° to 90° NE (F_1 to F_{10} and F_{14}) and with a 2 meter spacing,
- 12 bedding planes with a N40 trend, dipping 45° SE (S_1 to S_{12}) and with a spacing ranging between 0.5 and 1 meter.

The fractured calcareous rock mass is drained by the main spring (average annual yield of 12 L.s⁻¹) which is located on a vertical impervious fault contact, between permeable limestone and impervious glauconious marls. This fault plays the role of a natural dam for the water that is stored in the reservoir. The spring is artificially closed with a water-gate; thus, the piezometric head is controlled in the reservoir by opening or closing the gate. 30 m upstream from the water-gate, water originating from a fault flows continuously into the reservoir. The topographic surface of the massif has been rendered waterproof with concrete to a 10 m height, to prevent water leakages from discontinuities, when the water head increases within the rock mass after the closure of the water-

gate. When the water-gate is completely closed, the spring does not discharge anymore, and the interstitial pressure increases and stabilizes up to 10 m above the water-gate. Water stored inside the discontinuity network saturates a volume of reservoir of about 13,500 m³. When interstitial pressure stabilizes, two temporary springs (T1-T2) overflow at the reservoir boundaries (Fig. 2). When the water-gate is opened, water stored in the reservoir flows out. The hydraulic boundaries of the reservoir are thus well known and can be summarized as follows:

- 4 impervious boundaries corresponding to the top and the bottom geologic layers, the downstream fault zone and the topographic surface clogged with concrete.
- 1 permeable boundary corresponding to the upstream fault.

All experiments take place in the volume defined by the 5 boundaries. Only the limit within the massif is poorly known.

3. Measurement device

The different clusters of discontinuities (Fig. 3A and Fig. 3B) are locally monitored by permanent local internal gauges installed in 7 cm diameter boreholes (Fig. 3C). At each monitoring point, a chamber was cored to enable hydrostatic pressure monitoring in the discontinuity (Fig. 3D). The pressure measurements are done by interstitial vibrating-wire pressure gauges made with an accuracy of 10³ Pa. Water pressures are referenced to the same elevation origin which corresponds to the main spring (water-gate). During the experiment, all the measurements are automatically recorded every minute with a data acquisitory station. Ten pressure measurements are carried out in the reservoir on all different sets of discontinuities.

In addition to this permanent recording device, a sensor measuring water electric conductivity, temperature and pressure was installed: the pressure, measured with a 10² Pa accuracy by a capacitive, oil-free ceramic reference-pressure measuring cell, the temperature recorded with a 0.1°C accuracy by a PT100 sensor, the conductivity, measured with a 0.1µS/cm accuracy by a WTW-Tetracon 4-electrode system. This sensor was installed along a bedding plane (Fig. 3C) and gets the parameters with a recording time step of 30 seconds.

4. Hydraulic behaviour of Coaraze dual-permeability aquifer

Guglielmi and Mudry (2001); Cappa et al. (2004) studied in detail the hydraulic link between low permeable discontinuities and permeable discontinuity, with the aim to decipher the dual-permeability process in the fractured aquifer. These studies highlight the storage function of low-permeability bedding planes in opposition with the transport function of the permeable fractures.

A conceptual model of the hydraulic behaviour of the Coaraze aquifer has thus been drawn (Cappa et al, 2004):

- Dual permeability discontinuity network with highly permeable faults extending through the whole aquifer thickness and low permeability bedding planes that compose a group of 12 discontinuities extending throughout the aquifer thickness and minor metric bedding planes;
- 10 to 30% scattering of permeabilities within the single discontinuity planes;
- High connectivity between the discontinuities;
- The storativity of major faults represents only 4% of the aquifer storativity. The remaining 96% corresponds to the storage in the bedding planes with an apparently major role played by minor metric bedding planes.

Guglielmi and Mudry (2001); Cappa et al. (2004) show two major hydraulic behaviors of discontinuities of the network. First, the high permeability contrast between the discontinuities ($K_{\text{faults}} = 100.K_{\text{bedding planes}}$) means that the reservoir is drained by the faults of the network. Then, the faults represent hydraulic boundaries for the connected bedding planes. Pressure variations are so quick inside the faults that they induce strongly dynamic effects inside the bedding plane zones where, as a consequence, the dynamic effects of flow take place.

5. Hydrochemical experiments

5.1. *Experimental protocol*

The aim is to detect the variability of the water chemistry, according to the type of rock discontinuity, and to follow water exchanges between low and high permeability zones, with the help of chemicals tools. For this, different types of recharge have been tested. Before the principal experiment, the protocol was tested, to evaluate its feasibility. The water-gate has been successively opened (d_0) and closed (f_0) ($d_0=10$ min and $f_0=10$ min). The following experiments consist in to opening and closing the water-gate, to induce artificial floods in the massif, with piezometric head variations. Figure 4 shows on a cross-section the discontinuities tested (S_2 and F_3), with the theoretical piezometric heads applied during the three experiments. The experiment consists in three

hydraulic loadings, respectively of 10 min (f_1), 20 min (f_2) and 40 min (f_3), long duration. Each saturation stage of the aquifer is preceded by a drainage stage d_1 , d_2 , and d_3 with the same duration than the refilling stage (Fig. 6). During the water-gate closures (Fig.6), the water is sampled every minute for the first closure (f_1), 2 min for the second closure (f_2) and 4 min for the last closure (f_3) at the outlet of S_2 (bedding plane) and F_3 (fault). During the opening of the water-gate, no sampling is done.

Before these experiments, when the massif was saturated for one week, several water samples were taken and physico-chemical measurements were performed all around the site, in order to determine the general hydrochemical components of the aquifer. This diagnosis enables us to characterize the water chemistry, after a long time of aquifer saturation, compared to the shorter experiments.

Water is sampled in the bedding plane (S_2) and in the fault (F_3) through two sampling pipes that remain opened during all the experiments. These pipes are set-up with a tap to monitor the drainage of the discontinuities. Samples, for the major ions analysis, were preserved in 50 ml high-density polyethylene bottles. Before sampling, each bottle is rinsed three times with the water of the aquifer. When the samples were collected, pH, conductivity, and temperature were measured in the field, using a WTW portable pH-conductivity meter, calibrated before the experiment. For each collection, three different samples were taken, one for alkalinity, one for major dissolved cations, one for major dissolved anions.

Alkalinity and Ca^{2+} were measured within the first 12 hours after the campaign, by titration with a potentiometric Titration Workstation (model TitraLab 90®, Radiometer Analytical®), the standard deviation for calcium is given to $\pm 0.210 \text{ mg.L}^{-1}$ or $\pm 0.3 \%$ and for alkalinity $\pm 0.4 \text{ mg.L}^{-1}$ or $\pm 0.28 \%$.

The cations K^+ , Na^+ , Mg^{2+} were analysed with an atomic absorption spectrophotometer (Perkin Elmer 1100B®). The sensitivity of this instrument for the various cations is as follows, K^+ : $\pm 0.8 \text{ mg.L}^{-1}$, Mg^{2+} , $\pm 0.78 \text{ mg.L}^{-1}$, Na^+ : $\pm 0.12 \text{ mg.L}^{-1}$.

Anions SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , were analysed by high-pressure ion chromatography. The chromatograph used is a Dionex DX100® equipped with an auto sampler. It gives results with a $\pm 0.2 \text{ mg.L}^{-1}$ accuracy.

The accuracy of the global analysis was checked for each sample by calculating a charge balance. All the analyses were performed in the hydrogeology laboratory of the Department of Geosciences (University of Franche-Comté).

5.2. *Hydrochemical heterogeneity of the reservoir*

At the scale of the aquifer, the first result is the hydrochemical heterogeneity of the reservoir. In a carbonate aquifer, two chemical species are predominant: Ca^{2+} and HCO_3^- . During our experiments at the Coaraze site, Ca^{2+} concentrations range between 68,7 mg.L⁻¹ and 86,2 mg.L⁻¹, HCO_3^- concentration range between 205 mg.L⁻¹ and 265 mg.L⁻¹. A non negligible SO_4^{2-} concentration was measured, this element concentration ranging between 15 mg.L⁻¹ and 27.9 mg.L⁻¹. The measured electric conductivity of water is mainly due to these three major chemical species. The extreme measured values of electrical conductivity have a minimum of 441 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ and a maximum of 553 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. It appears that the minimum and maximum values correspond respectively to the conductivity measured in the fault F_3 and the bedding plane S_2 . Despite their vicinity (4 meters) and their high-connectivity, water contained in F_3 and S_2 are chemically differentiated (Fig. 3A, 3B, 3C, 5).

Figure 5 shows saturation indexes (calculated with PHREEQC) versus calcite and dolomite of water sampled during the three consecutive experiments at the outlet of the bedding plane S_2 and fault F_3 . At the scale of the three experiments (Fig. 5A) water are close to the equilibrium *versus* dolomite (range value between -0.2 and 0.04) and slightly oversaturated versus calcite (range value between 0.1 and 0.34). During the first refilling experiment, water coming from the bedding plane and fault are in a same group of dots (Fig. 5B). During the two following refills, two groups of dots progressively differentiates. In the fault, water saturation indexes *versus* calcite and dolomite progressively increase along the three refilling stages (Fig. 5C, 5D). On the contrary, in the bedding plane, the saturation index stays in the same order of magnitude order during all the refilling stages.

5.3. *Hydrochemical behaviour of stratification bedding plane*

In this section, the evolution of water electrical conductivity during the loading experiments is studied at the scale of the bedding plane (Fig. 6). The measurements within the aquifer are validated by hand measurements, carried out at the outlet of the bedding plane. Both curves measured by hand and automatically fit very well (Fig. 6). During all the duration of the experiment, the bedding plane is never dry, even during the opening of 40 min, the conductivity is still measured. If the discontinuity had been dry, the probe would have recorded a null conductivity value. The conductivity record in the bedding plane shows an original interesting evolution (Fig 6). The recorded variations range between 441 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ and 458 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. These variations are significant, because they do not correspond to instant variations. On the contrary, the conductivity evolution is gradual. Four different

types of conductivity evolution can be extracted from the experiment (Fig. 7). Two typical behaviours in drainage phase and two typical behaviours during saturation phase can be described.

- Aquifer drainage

In a first case, the pressure in the bedding plane S_2 equals to 0 after a 5 min delay after the water-gate opening d_2 (Fig. 4 and 7). In the drain F_3 , the pressure fall is instantaneous. In the bedding plane, an increase of electrical conductivity from $441 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$, to reach a pseudo-stabilisation at $459 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ is recorded.

In the second case, the drainage is not completed (d_3), a pressure 2 KPa is maintained in the bedding plane with the pipe water-gate (Fig. 4 and 7). In this case, the conductivity increases but in less proportion than in the first case, and stabilizes more rapidly at a value of $444 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ (Fig. 7).

- Aquifer refilling

The conductivity evolution in the bedding plane, during aquifer refilling, could also be divided in two typical behaviours. In the first case, when the pressure increases in the drain and more slowly in the bedding plane, the conductivity falls immediately, reaches its initial value ($441 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$) again after 10 min, and remains stable until the next event (Fig. 7).

In the second case, 2 min after the water gate closure, a $10 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ peak is recorded, then the conductivity reaches again its initial $441 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ value. This second evolution takes place if the previous drainage is a not completed bedding plane drainage (for example in the drainage phase d_3).

All the results described above are reproducible. From these results two schemes of conductivity evolution in the bedding plane can be inferred from the saturation status of the bedding plane (Fig 8A, B). A pressure decrease is systematically followed by an electrical conductivity increase (Fig. 8A, B, step 0 to 1). This increase depends on the residual pressure in the bedding plane. The better will be the drainage (Fig. 8A) the larger the conductivity increases (step 2). In the case of a bad drainage of the bedding plane (Fig. 8B), the conductivity increase will be limited (step 1). This conductivity variation is directly linked to the bedding plane water saturation status. During the refilling of the poorly permeable bedding plane, the conductivity shows a return to the initial status, with different ways in function of the residual pressure in the discontinuities during the aquifer drainage. In the case of a desaturation of the bedding plane, the conductivity gets back quickly its initial value, with a short intermediate stage (step 3, Fig. 8A). In the case of a bad drainage, the return to the initial value takes more time

(step 3) and is preceded by an electrical conductivity peak (step 2, Fig. 8B) which corresponds to the maximal conductivity value measured during this refilling.

5.4. *Dual permeability displayed by hydrochemical tracing*

Conductivity measurements are realized in the drain only during saturation phases. Due to its permeability, it contains water only when the aquifer is saturated, the studied drain is one of the discontinuities which are dried the most quickly, during the aquifer drainage. This discontinuity belongs to the fracture cluster which represents 4% of the aquifer storativity, but accounts for the major part of the spring flowrate during the drainage of the aquifer (Cappa et al. 2004).

Figure 9 shows the simultaneous evolution of the conductivity in the bedding plane and the drain. The bedding plane and drain conductivity curves have been drawn with hand-measurements.

The conductivities recorded at the outlet of the bedding plane and at the outlet of the drain display an opposite behaviour (Fig. 9). The conductivity measured in the drain increases from $436 \mu\text{S.cm}^{-1}$ to $443 \mu\text{S.cm}^{-1}$; at the opposite, the conductivity measured in the bedding plane decreases from $457 \mu\text{S.cm}^{-1}$ to $439 \mu\text{S.cm}^{-1}$. The electric conductivity values stabilize in both different discontinuities, at P_1 around $443 \mu\text{S.cm}^{-1}$ for the closure f_1 , at P_2 around $440 \mu\text{S.cm}^{-1}$ during f_2 , and at P_3 around $439 \mu\text{S.cm}^{-1}$ for f_3 . During the last closure f_3 , after a stabilisation zone (P_3) where both curves give the same conductivity (Fig. 9), an increase is measured in the bedding plane after 16 min, to reach a value of $445 \mu\text{S.cm}^{-1}$ (Fig. 9).

During refilling, a reverse behaviour is recorded between bedding plane and drain. The mineralization of the water contained in the bedding plane decreases during refilling. This tendency does not depend on the type of drainage. The stabilisation zone decreases along the three experiments. For the last one, a differentiation of the two curves can be observed after a 16 min refilling. These results allow to suspecting a hydrochemical relation between the two discontinuities.

Figure 10 shows the concentration of sampling realized in the two studied discontinuities at the initial state before f_0 , after one week of water-gate closure, and after the first water-gate opening and the first refilling (d_1/f_1).

At the initial status, water contained in the drain has Ca^{2+} concentration ranging between 83.4 mg.L^{-1} and 86.1 mg.L^{-1} . Its Mg^{2+} concentration is comprised between 14.8 mg.L^{-1} and 15.1 mg.L^{-1} . The water sampled in the bedding plane had Ca^{2+} concentration of 71.1 mg.L^{-1} and Mg^{2+} concentration of 14.6 mg.L^{-1} . After the first drainage and refilling experiment, the concentration measured in the bedding plane and in the drain fall in a

single group of dots with Mg^{2+} concentrations comprised between 14.5 mg.L^{-1} and 16 mg.L^{-1} and a fixed concentration of Ca^{2+} of 70 mg.L^{-1} . After one drainage of the aquifer, the water contained in drain had the same chemical type as the water contained in the bedding plane, as well for Ca^{2+} and for Mg^{2+} concentrations.

6. Discussion

6.1. *Permeability control on groundwater chemistry, and consequence on hydrochemical behaviour in function of water table evolution.*

All described experiments clearly show a chemical differentiation of the water in the aquifer, depending on the flow area. This dependence is obtained after long aquifer refilling stages (one week) or during very short drainage and refilling stages (from 10 minutes to 40 minutes). In the case of short experiments as those performed, the major phenomena described is transport (given the saturation indexes calculated), however chemical process take more time, for example during f_3 . The samplings carried out after a one week closure show a more significant differentiation of the different water types stored in the reservoir than after short experiments. But this assertion is true only in low permeable discontinuities. In the drain, the measured conductivities attained the same value around $441 \mu\text{S.cm}^{-1}$, after a one week water-gate closure than after 10 minutes. Permeability influences the evolutions of waters which flow in a natural aquifer. The drainage capacity of a single discontinuity, linked to its permeability, influences the residence time of water, the contact surface, and determines the evolution of the water chemistry. The water saturation has also an influence on the hydrochemical evolution of the water contained in the low permeable discontinuities. The hydrochemical field experiments performed on the two discontinuities allowed to establish different hydrochemical functioning of a dual-permeability aquifer.

- In low permeable discontinuities ($9.0 \cdot 10^{-7} < K < 7.6 \cdot 10^{-6}$) (Figs. 8 and 11):

Measurements at the scale of a single bedding plane are not representative of a single discontinuity, because his interconnection with several discontinuities and the large extending surface of bedding plane. Nevertheless, the hydrochemical signature has been significantly different between bedding plane and fault. That is the reason why measurements realized at the scale of the bedding plane S_3 are representative of the behaviour of a group of

single low permeable discontinuities. The experiments that were performed are summarised in figure 11. If the water table stay stable in the aquifer, the water mineralization in the low permeable discontinuity increases with time, because of water/rock interaction (dashed line on Fig. 11). The residence time is enlarged by the bedding plane permeability. In the case of fluctuations in the water table of the aquifer, different hydrochemical behaviours are recorded in function of pressure variations (Fig.11), during refilling and draining.

- Aquifer draining

During a low water level period, two types of behaviour can be observed. At first, in terms of hydraulic behaviour, the drainage of the bedding plane takes place after a delay, compared to the more permeable discontinuities (Figs. 6, 7, 8 and 9). If the discontinuity is well drained (d_2), the roughness of the two walls of the discontinuity creates void structures which control the flow (Aydin 2001). Tokunaga and Wan (1997) suggest that significant water flux occurs as film flow in unsaturated fractures, with heterogeneities in the fracture aperture distribution and surface roughness controlling the fluid flow field (Salve et al. 2002). Flow is diphasical, with water and air. In the case of a horizontal single discontinuity, the flow is scattered (Fourar and Bories 1999), and it stays only puddles in the plan limited by the two walls of the bedding plane. At this time, water chemical composition depends of the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ equilibrium (carbonated aquifer). The chemical equilibrium $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ has been studied and described in details by several authors (Buhmann and Dreybrodt 1985a, b; Dreybrodt and Buhmann 1992; Dreybrodt and Buhmann 1990; Liu Zaihua et al. 1995; Liu Zaiha and Dreybrodt 1997; Dreybrodt et al. 1997). The conductivity increase of $10 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ (Fig. 7) results from the perturbation of the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ equilibrium by the arrival of air. $\text{CO}_{2\text{gas}}$ is dissolved in $\text{CO}_{2\text{aq}}$, and allows the take in solution of HCO_3^- ions. Electrical conductivity increase is induced by the HCO_3^- concentration increase in the bedding plane. Water/rock interactions are enhanced by a new CO_2 stock arrival. The second observed behaviour, and which could occur during the drainage of Coaraze aquifer without desaturation of the low permeable discontinuities (d_3), is a conductivity stabilisation after a small increase. In this case, the small recorded increase results of boundary fault draining, some air is introduced in the bedding plane and disturbs the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ as described before, but in less proportion, due to the saturation state of the discontinuity. In a low permeable bedding plane, during its drainage, the saturation degree of the discontinuity directly influences its hydrochemical signature, which explains the measured electrical conductivity variation recorded in the even of this type of discontinuity

- Aquifer refilling

The refilling phase is dependant of the quality of the drainage which has preceded (Fig. 8). The stratification bedding plane is refilled with a several minute delay (Figs. 6, 7, 8, 9). The pressure increase occurs in the bedding plane with a new water arrival from the drain. If the bedding plane drainage is quasi complete (d_2) (0.5 KPa for f_2), the bedding plane is refilled by new water and the measured conductivity falls at the level of the conductivity measured in the drain. In the case of an incomplete drainage (d_3) a conductivity peak is measured before stabilisation. As described by Cappa et al. (2004), the pressure rise in the fault which bounded the bedding plane induces a dynamic flow in the bedding plane, which expelled a mixture of water contained in the bedding plane. This mixture is composed of long residence time water and poorly mineralized water, stocked in different areas of the bedding plane surface. The electrical conductivity peak (Fig. 6) that is measured is the result of dynamic transport phenomena as induced by a pressure variation which occurs in the permeable zones of the aquifer.

- In drains ($5.7 \cdot 10^{-5} < K < 2.3 \cdot 10^{-4}$) (Fig.8):

Permeable discontinuities called drain or conduit in karst systems do not have a major storage role. The hydrochemical evolution of this type of discontinuities is low, because of the permanent water renewal. The hydrochemical track of this type of discontinuity brings information on the interactions of the couple drain/ low permeable bedding plane. That is a point which is developed below, with the aim to transfer the result of this work obtained in a small aquifer on a single fracture, at a larger scale, to better understand the general functioning of local or regional aquifers.

6.2. *Improving and enhancing of the hydraulic conceptual model of a dual permeability aquifer functioning by hydrochemical tracing*

The preceding study, that interest to low permeable zone and permeable zones interaction, shows contrasted key parts of these two aquifer compartment. Permeable areas have a transport function, and contain a minor proportion of water stocked in the aquifer. On the contrary, low permeable areas have a storage function and constitute the major water reserve of the aquifer. Permeable conduit represent only 1 % to 4 % of the entire water stocked in karst aquifer (Lee and Krothe 2001; Maloszewski 2000; Guglielmi and Mudry 2001; Cappa et al. 2004). At the Coaraze aquifer, during aquifer drainage, water contained in drain or channel is rapidly drained,

after 2min. To the contrary, the low permeable discontinuities still contain water during several minutes or hours, in function of the discontinuity permeability. During these drainage phases at the Coaraze aquifer, water which flows at the spring is the sum of these two types of water: new water arrived in the aquifer from upstream and water contained in storage areas.

During the Coaraze aquifer refilling, the pressure rises in the drain, and in the bedding plane with delay. The conductivity peak measured during refilling after a partial desaturation of the bedding plane, confirms the dynamic flow nature of the relationship drain/bedding plane observed during hydraulic experiments (Cappa et al. 2001). In the case of a good drainage (d_2) the bedding plane is refilled by water coming from the drain or the conduit, the conductivity reaches the same level by a constant decrease in the bedding plane and a slow increase in the drain. After these short experiments, and whatever the water saturation of the bedding plane.

During the experiments d_1/f_1 , d_2/f_2 and d_3/f_3 (Fig. 9) the drainage time is short. For f_1 , according to the hydraulic experiments after 10 min, only the water contained in the drain flows out. The drain refilling is done with water coming from upstream in the aquifer and with water contained in the low-permeability areas. The conductivity measured at the outlet of bedding plane and the drain shows an inverse and stabilized at the same value after a 5 min of refilling. During experiments d_2/f_2 , the drainage time is larger than d_1/f_1 . According to the hydraulic experiment, a part of water contained in bedding planes has been mobilized during water-gate opening. It appears that the stabilisation point of the equal conductivity for bedding plane and drain is lower, compared to f_1 . It is the same thing for f_3 so $P_1 > P_2 > P_3$ (Fig. 9). This observation is explained by a decrease of water stored in the low permeable area, so its part decreases in the permeable discontinuity recharge. The three consecutive experiments reduce the water volume stored in low permeable area; this reduction has an influence on the chemistry types of water which flows in drain, and this whatever the refilling time.

After one week of water-gate closure, two water types can be defined (Fig. 10):

- Water which flows in major discontinuities (drain and conduit), with Ca^{2+} concentrations ranging between 83.4 mg.L^{-1} and 86.1 mg.L^{-1} and Mg^{2+} concentration ranging between 14.8 mg.L^{-1} and 15.1 mg.L^{-1} .
- Water which flows in low permeable discontinuities, with Ca^{2+} concentrations of 71.1 mg.L^{-1} , and Mg^{2+} concentration of 14.6 mg.L^{-1} .

After the first (d_0) and the second (d_1) drainage of the aquifer, only one chemical type is identifiable (Fig.10).

That means that during the one week saturation, water contained in low permeable area differentiate from water

which flows in drains. The 20 min ($d_0 + d_1$) opening drained off the water stocked in the drain, and during the refilling, the low permeable area recharges the permeable discontinuities. This confirms the hydraulic model drawn before (Guglielmi and Mudry 2001; Cappa et al. 2004) and the interpretation of the physicochemical measurement realised at the outlet of drain and bedding plane. During an aquifer refilling, the highly conductive discontinuities are refilled by a part of water coming from low permeable areas.

Figure 5 shows that during all the duration stages of the three experiments, water in the bedding plane is in chemical equilibrium with rock. In the fault, water is progressively differentiated. Saturation index increases versus dolomite and calcite that shows that water contained in the drain loses progressively its equilibrium with rock matrix. This indicates a renewal of water in the permeable discontinuities which is more important than in low permeable bedding plane.

In the low permeable zones, a successive draining and refilling, reduces the water volume stored in low permeable area, which is not renewed. On the contrary, water contained in the draining system is highly renewed compare to water stocked in low permeability zones. A part of water contained in low permeable zones contributes to recharge the more draining discontinuities, the differentiation of saturation index denote a decrease of the water coming from low permeable area in the refilling of permeable discontinuities.

6.3. *Dual-permeability fractured aquifer functioning from in situ hydrochemical measurements*

Experiments highlight the key role of the water saturation degree of the aquifer compartments in the hydraulic and hydrochemical behaviour of the aquifer (Jeannin and Grasso 1995). During high water level, or in unsaturated zone, water contained in low permeable area is stocked. The mineralization of water contained in these aquifer compartments increases by water/rock interaction. On the contrary, water which flows in permeable zones is continuously renewed. In consequence is chemical evolution is limited. If this high water table stage is interrupted by a short water table period; pressure in high permeable discontinuities decrease, but low permeable area are not affected by this pressure decrease, and they contribute to permeable areas alimentation. In consequence, the following pressure rise in permeable zone will only partially affect the low permeable area, by pressure transfer. During a drastic low water level, a drainage of a low permeable area occur swith a delay after permeable zones, but this drainage is never completed. In the vadose zone, water is stocked in low permeable discontinuities but in less proportion than in saturated zone, the diphasical flow water/air induces a mineralization increase more important than in saturated areas, at short time scale. During the following

aquifer recharge, water inflow coming from permeable area will contribute to refill a part of the low permeable area, but in the same time, the low permeable area refills the permeable area. A durable mobilization of water coming from the low permeable area, shows that the part of water which recharge permeable area decrease. The part of water contained in the low permeable area, is dependant of the duration of low water period or the succession of low water period which had preceded. In consequence the low permeable zone area mobilized during low water period the less they will contribute to the permeable zone refilling and more important will be the chemical differentiation of water in the two studied types area of water flow.

7. Conclusions

Links between low permeable and permeable discontinuities in fractured reservoir are the keys of understand dual-permeability aquifers behaviour. All preceding studies interest to that at the scale of large aquifer. The work realized at the scale of the small Coaraze aquifer allows to precise, with the help of hydrochemical tracing, the hydraulic and hydrochemical relations between low permeable and permeable discontinuities, at the scale of a group of discontinuities. This work highlights the contrasted hydrochemical behaviour of the different flow area of a fractured aquifer. Hydrochemical tool is very sensitive, where hydraulic measurement do not allowed the same observation resolution. Water chemistry evolution is limited in the permeable discontinuities, which are rapidly drained during low water period. On the contrary, low permeable zones are the place where water chemistry evolves during short times step, in function of the flow conditions. During the refilling phases of the aquifer water contained in low permeable areas control the water chemistry of permeable areas. A part of water coming from low permeable discontinuities is mobilised to feed permeable discontinuities. This shows the complexity of the hydrochemical and hydraulic interactions between contrasted permeable zones in a fractured aquifer. Hydrochemical behaviour of the low and high permeable zones are intimately linked during high water level or in saturated zone, instead of during low water level or in vadose zone, water stocked in low permeable area is isolated and evolutes separately. These results have direct application in water management sciences (Martin and Dean 2001), notably in the transit of pollutant in a fractured aquifer, or in the surrounding area of storation of nuclear wastes. The following step, after hydraulic and hydrochemical feature of exchange processes identification between low and permeable, is the quantification of this processes at the same scale. We clearly identified a chemical signature of the contrasted permeability area, at the scale of a group of discontinuities, the quantification of the process will allowed to evaluated the water flux between a low permeable bedding plane

and a permeable fracture. All these work will finally allow an increase in the resolution of the analyse of the natural hydrochemical signal at the spring.

References.

- Aydin A. (2001). Fracture void structure: implications for flow transport and deformation. *Environmental Geology* vol. 40(N°6): pages 672-677.
- Buhmann D. and Dreybrodt W. (1984). The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas *1: 2. Open System. *Chemical Geology* 48(1-2): 189-211.
- Buhmann D. and Dreybrodt W. (1985). The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas *2: 2. Closed system. *Chemical Geology* 53(2-2): 109-124.
- Cappa F. Guglielmi Y. Fenart P. Merrien-Soukatchoff V. and Thoraval A. Hydromechanical interactions in a fractured carbonate reservoir inferred from hydraulic and mechanical measurements. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* In Press Corrected Proof.
- Dreybrodt W. and Buhmann D. (1991). A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion. *Chemical Geology* 90(1-2): 107-122.
- Dreybrodt W. Buhmann D. Michaelis J. and Usdowski E. (1992). Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology* 97(3-4): 285-294.
- Dreybrodt W. Eisenlohr L. Madry B. and Ringer S. (1997). Precipitation kinetics of calcite in the system CaCO₃ + H₂O + CO₂: The conversion to CO₂ by the slow process $H^{++}HCO_3^- \rightarrow CO_2 + H_2O$ as a rate limiting step. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(18): 3897-3904.
- Fourar M. and Bories S. (1999). Experimental study of air-water two-phase flow in a fracture network. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIB - Mechanics-Physics-Chemistry-Astronomy* 327(8): 765-770.
- Guglielmi Y. and Mudry J. (2001). Quantitative Measurement of channel-Block Hydraulic Interaction by

experimental saturation of a large, Natural, Fissured Rock Mass. Ground Water Vol. 39(No. 5): pages 696-701.

Halihan T. Wicks C.M. and Engeln J.F. (1998). Physical response of a karst drainage basin to flood pulses: example of the Devil's Icebox cave system (Missouri USA). Journal of Hydrology 204(1-4): 24-36.

Hinds, J.J., Bodvarsson, G.S. and Nieder-Westermann, G.H., (2003). Conceptual evaluation of the potential role of fractures in unsaturated processes at Yucca Mountain. Journal of Contaminant Hydrology, 62-63: 111-132.

Jeannin, P., and A.D. Grasso (1995), Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst, Bulletin d'hydrogéologie, 14, 95-111.

Lee E.S. and Krothe N.C. (2003). Delineating the karstic flow system in the upper Lost River drainage basin south central Indiana: using sulphate and $\delta^{34}\text{S}$ SO_4 as tracers. Applied Geochemistry 18(1): 145-153.

Liu Z. and Dreybrod W. (1997). Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H_2O --- CO_2 solutions in turbulent flow: The role of the diffusion boundary layer and the slow reaction $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$. Geochimica et Cosmochimica Acta 61(14): 2879-2889.

Maloszewski P. Stichler W. Zuber A. and Rank D. (2002). Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer the Schneealpe Austria by modelling of environmental ^{18}O and ^3H isotopes. Journal of Hydrology 256(1-2): 48-59.

Martin J.B. and Dean R.W. (2001). Exchange of water between conduits and matrix in the Floridan aquifer. Chemical Geology 179(1-4): 145-165.

Rutqvist J. (1995b). determination of hydraulic normal stiffness of fractures in hard rock from well testing. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 32: 513-523.

Sauter M. (1992). Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer

(Gallusquelle Malm SW Germany). *Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten Part C* 13: 151.

Deutsch G and Sauter M (1991). Groundwater modeling in karst terranes: scale effects data acquisition and field validation. *Proceedings of the Third Conference on Hydrogeology Ecology Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes* Nashville TN: 17-35.

White W B (2002). Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology* 65(2-3): 85-105.

Zaihua L. Svensson U. Dreybrodt W. Daoxian Y. and Buhmann D. (1995). Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Huanglong Ravine China: Field measurements and theoretical prediction of deposition rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(15): 3087-3097.

Figure caption.

Figure 1: Scale-dependant permeability in karst aquifer (after White 2002)

Figure 2: Hydrogeological context (A) 3D view- (B) Longitudinal cross section (after Cappa et al., 2004)

Figure 3: (A)-(B) 3D geometrical model of rock mass fractures, viewed from two angles.- (C) experimental device- (D) Pressure and physico-chemical measurement device at the single joint scale (after Cappa et al., 2004)

Figure 4: Schematic cross-section of the rock mass. Setting of hydrochemical experiments

Figure 5 : (A) - Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain, during f_1, f_2, f_3 - (B) Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain, during f_1 - (C) Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain during f_2 - (D) Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain during f_3

Figure 6: Pressure evolution in S_2 and F_3 . Automatic and hand conductivity record in S_2

Figure 7: Pressure evolution in F_3 and S_3 during aquifer draining d_2 and d_3 and during aquifer refilling f_2 and f_3 . Electrical conductivity evolution in S_2 during aquifer draining d_2 and d_3 and during aquifer refilling f_2 and f_3 . (Automatic conductivity record)

Figure 8: (A) Electrical conductivity evolution versus pressure for d_2/f_2 -(B) Electrical conductivity evolution in function of pressure for and d_3/f_3

Figure 9: Electrical conductivity evolution at the outlet of S_2 and F_3 during refilling phases.

P_1 : conductivity stabilisation point in the joint and the drain for f_1 . P_2 : conductivity stabilisation point in the joint and the drain for f_2 . P_3 : conductivity stabilisation point in the joint and the drain for f_3

Figure 10: Concentration in Mg^{2+} and Ca^{2+} of water sampled in drains and joints before d_0 and during f_1

Figure 11: Conceptual model of the conductivity evolution in the joint, in function of head variations

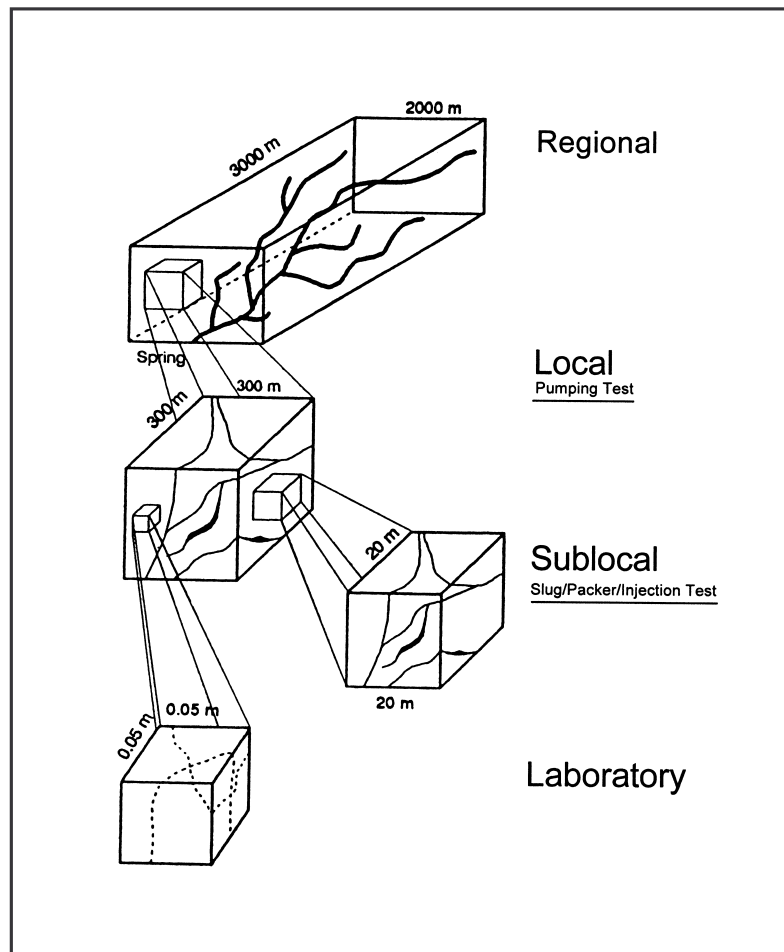


Figure 1: Scale-dependant permeability in karst aquifer (after White 2002)

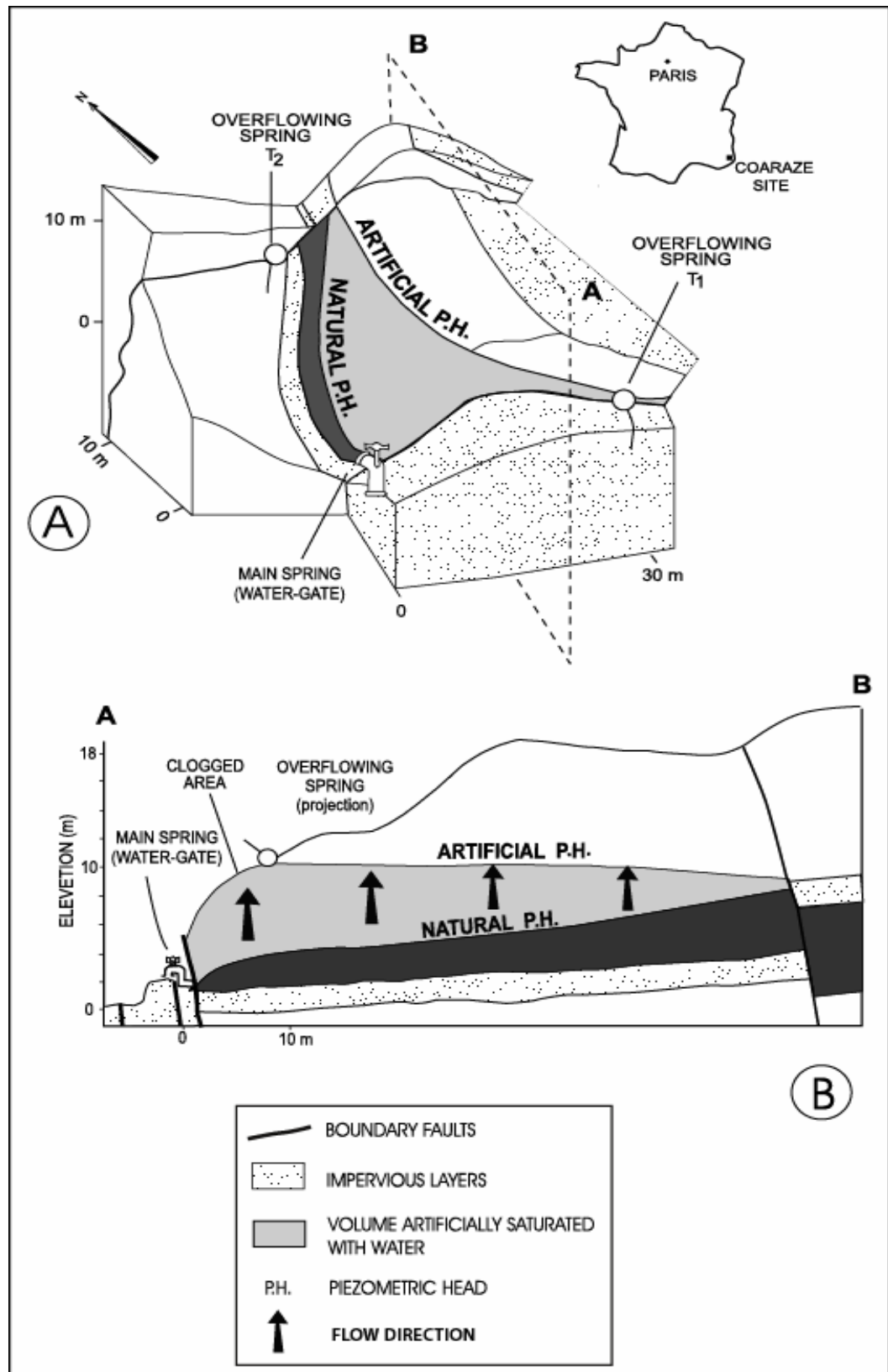


Figure 2: Hydrogeological context (A) 3D view- (B) Longitudinal cross section (after Cappa et al., 2004)

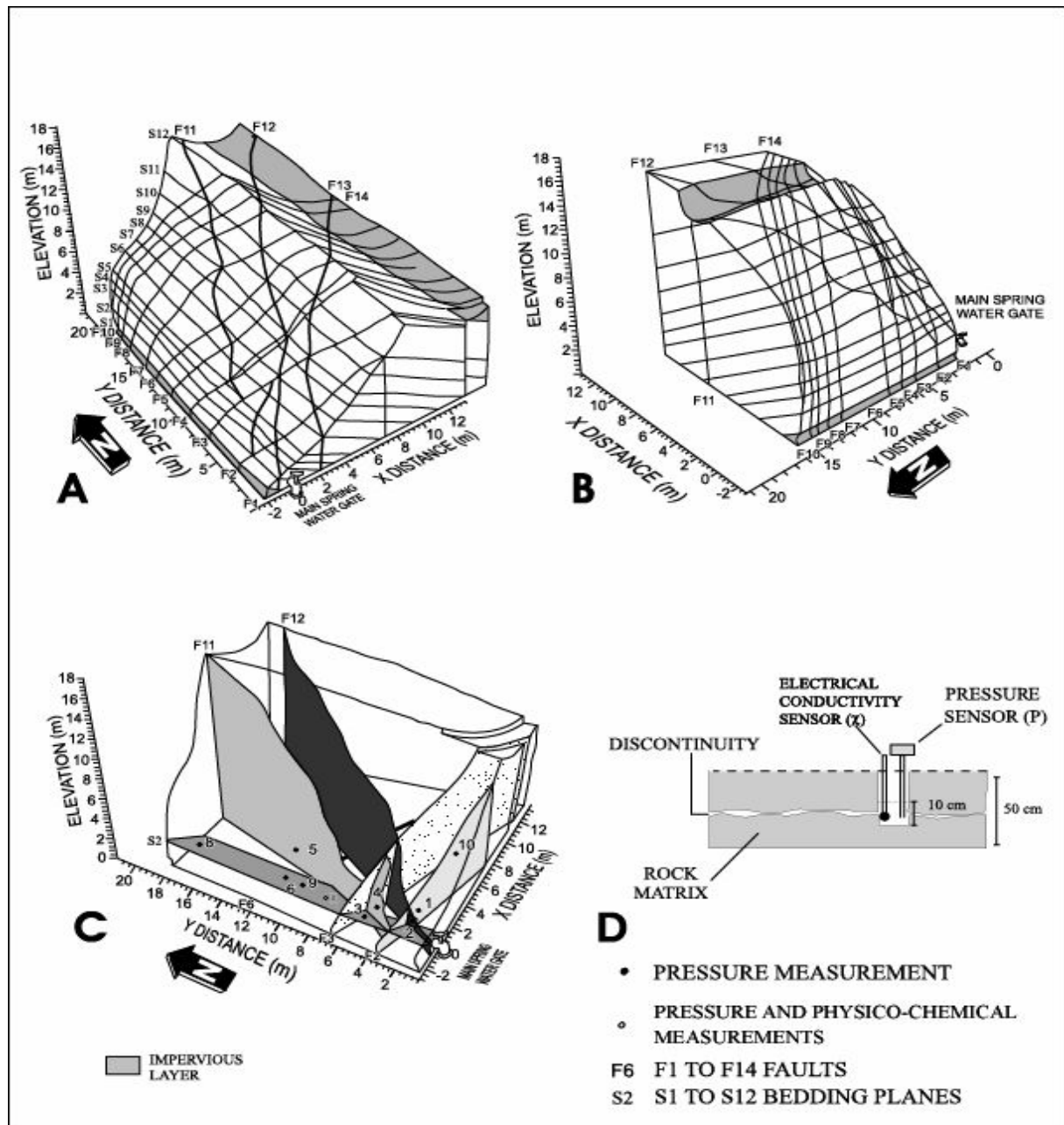


Figure 3: (A)-(B) 3D geometrical model of rock mass fractures viewed from two angles.- (C) experimental device- (D) Pressure and physico-chemical measurement device at the single joint scale (after Cappa et al., 2004)

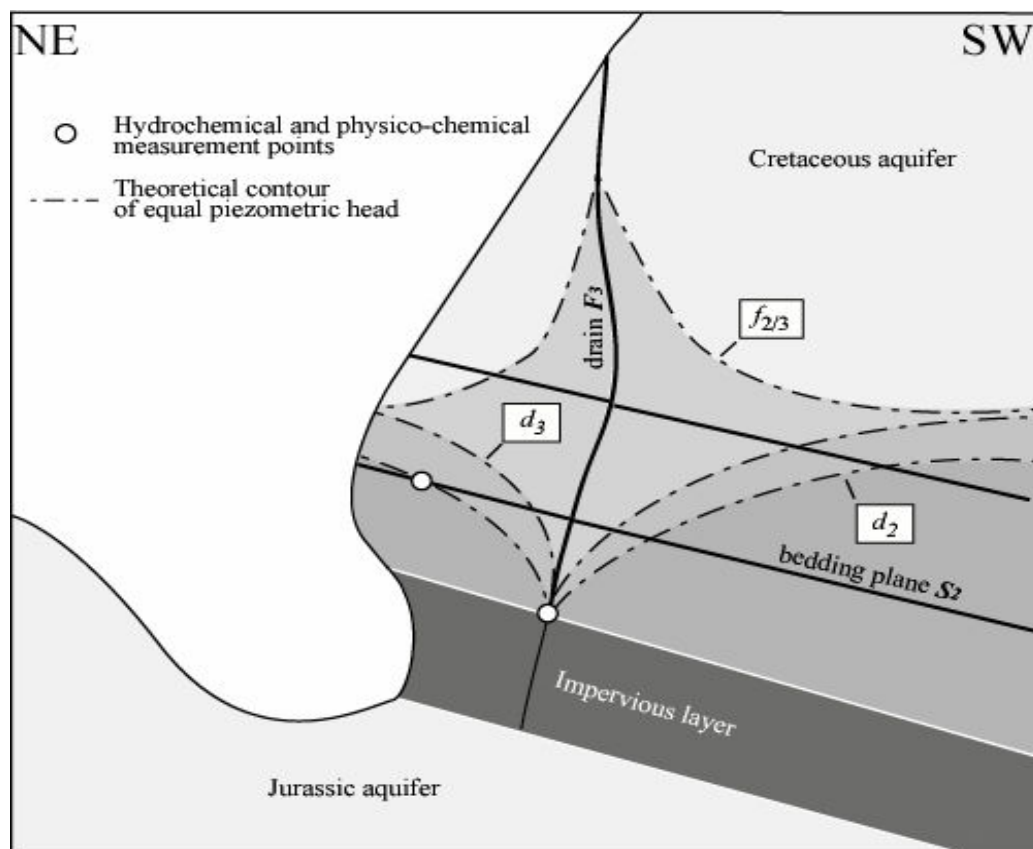


Figure 4: Schematic cross-section of the rock mass. Setting of hydrochemical experiments.

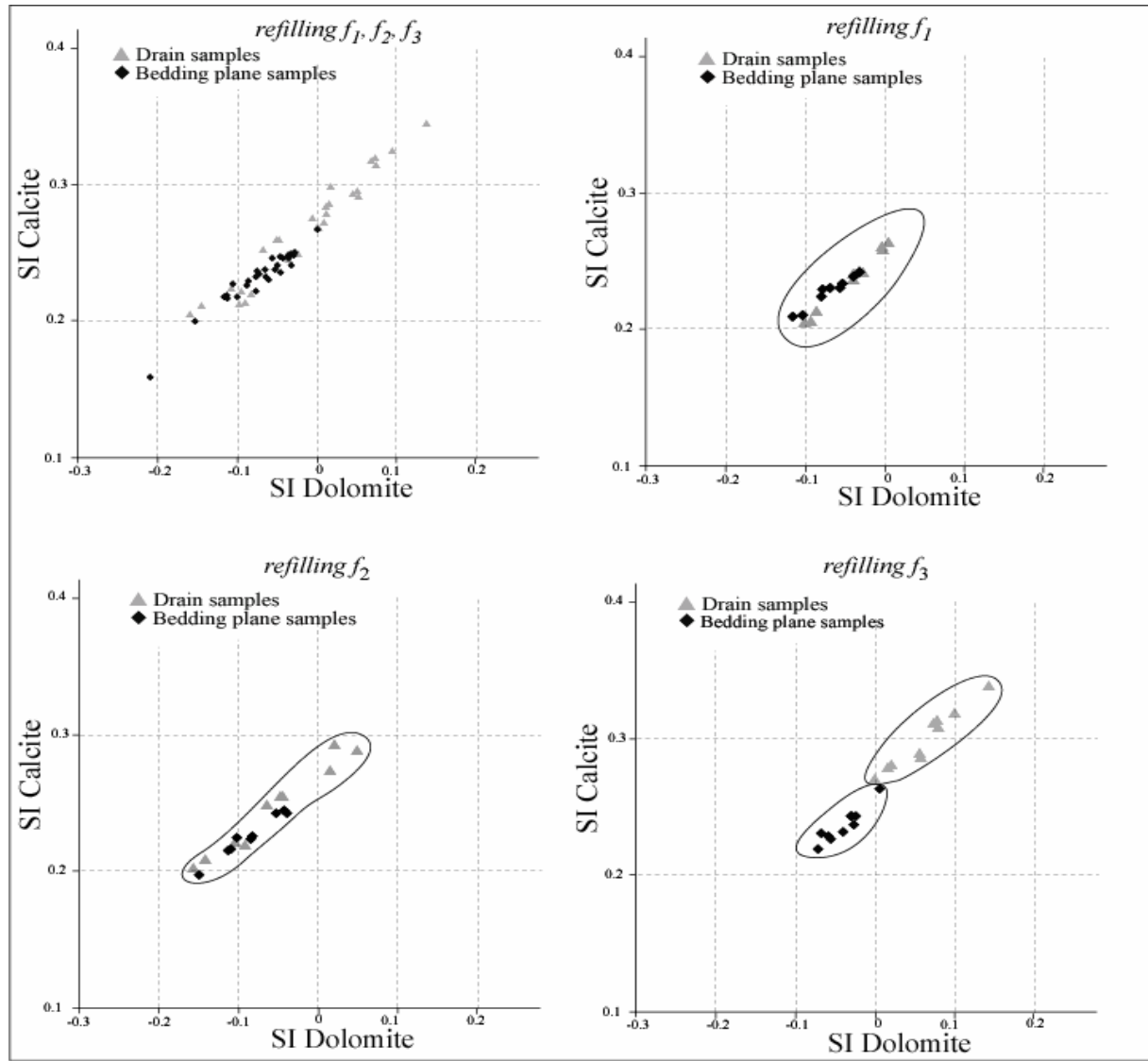


Figure 5: (A) - Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain, during f_1, f_2, f_3 - (B) Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain, during f_1 - (C) Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain during f_2 - (D) Saturation indexes evolution in S_2 and F_3 drain during f_3

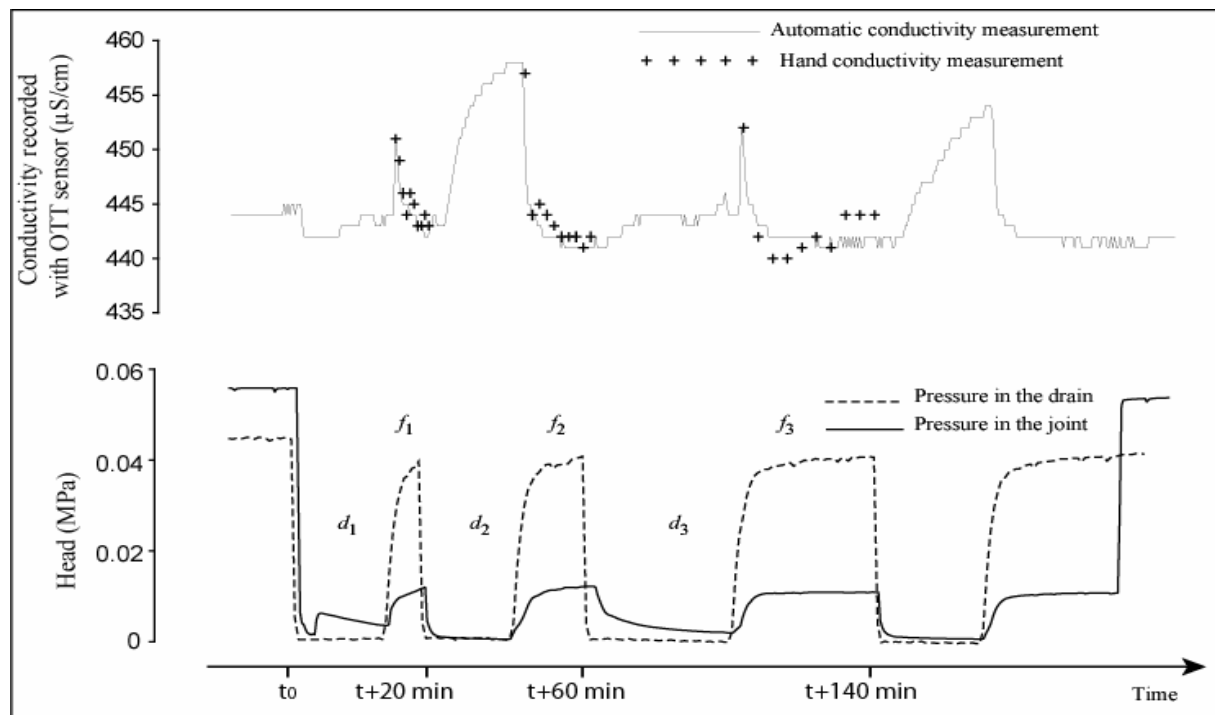


Figure 6: Pressure evolution in S_2 and F_3 . Automatic and hand conductivity record in S_2

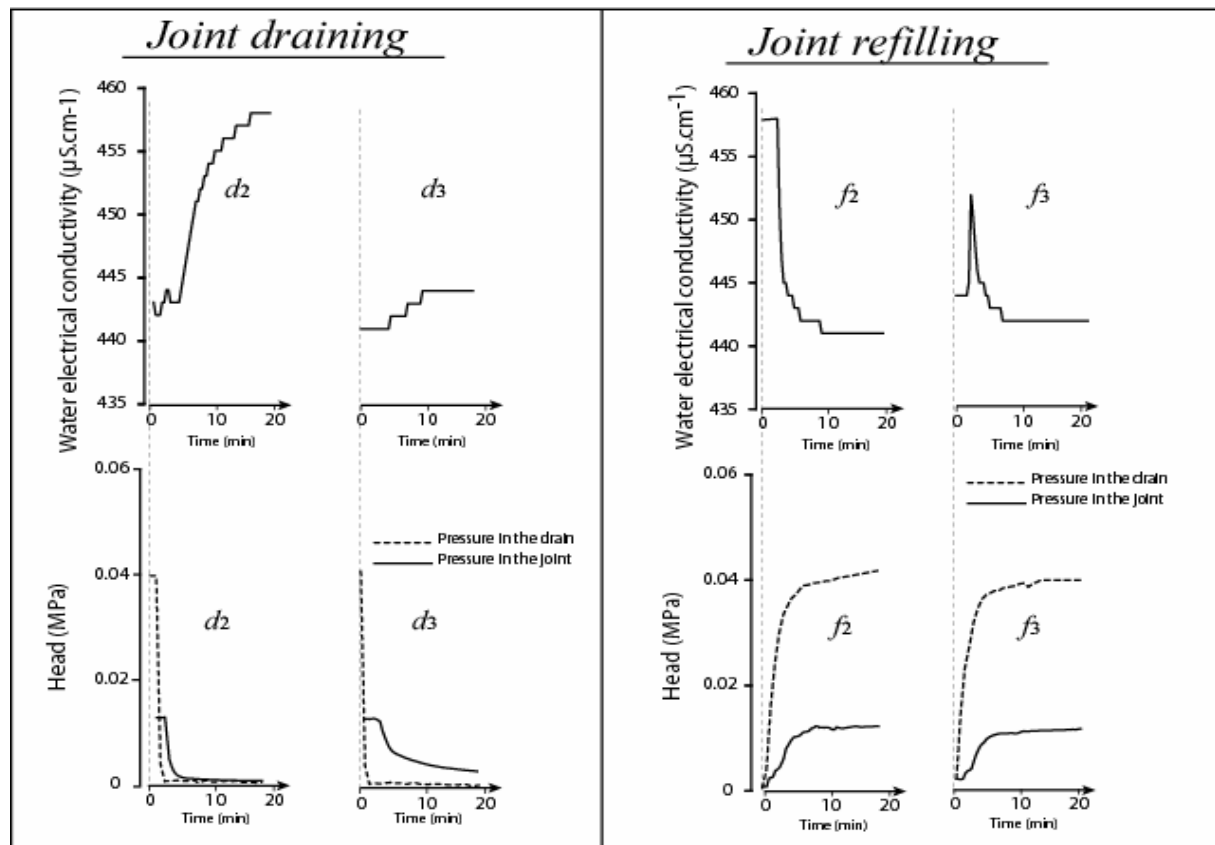


Figure 7: Pressure evolution in F_3 and S_3 during aquifer draining d_2 and d_3 and during aquifer refilling f_2 and f_3 . Conductivity evolution in S_2 during aquifer draining d_2 and d_3 and during aquifer refilling f_2 and f_3 . (Automatic conductivity record),

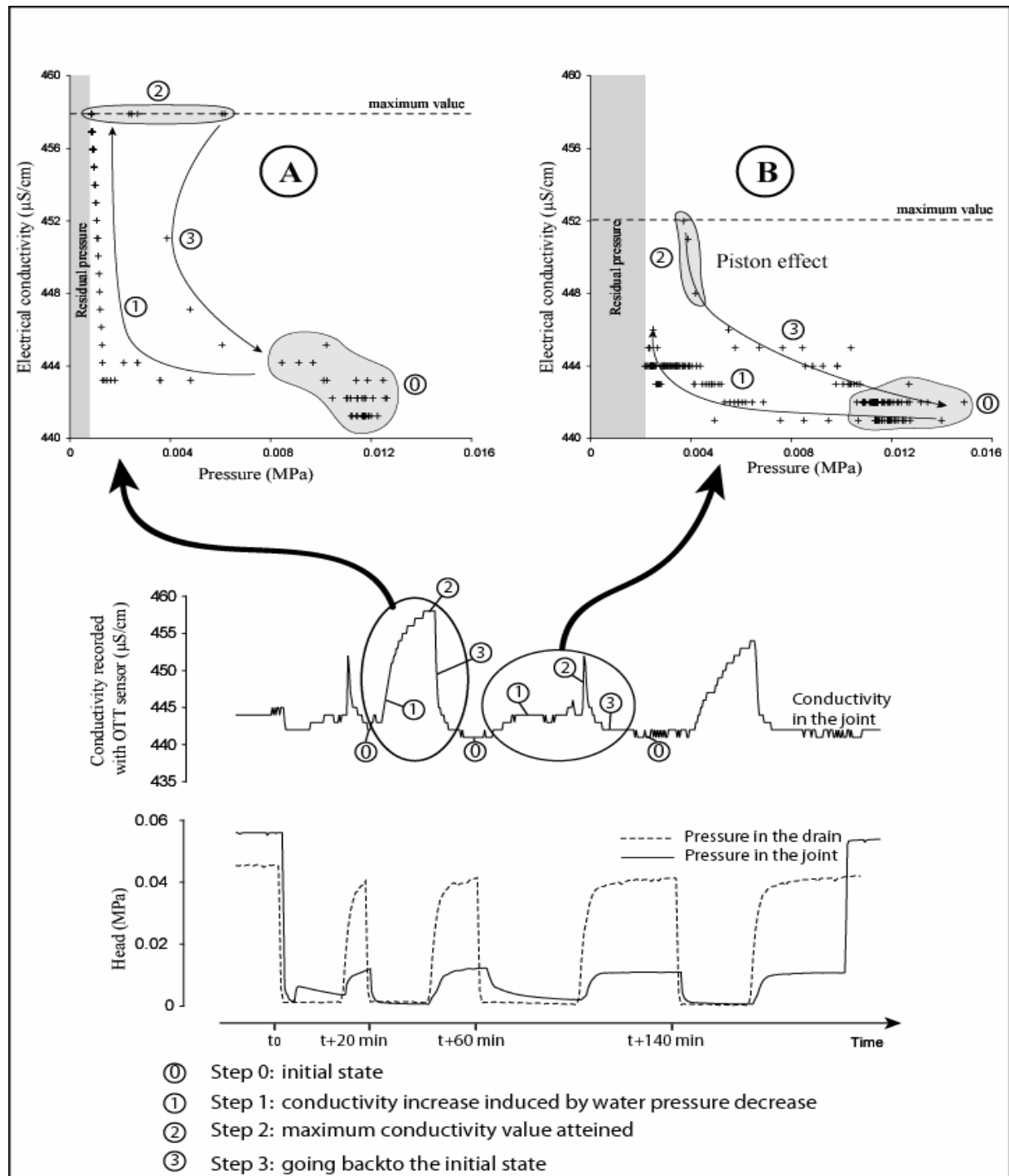


Figure 8: (A) Electrical conductivity evolution versus pressure for d_2/f_2 -(B) Electrical conductivity evolution in function of pressure for and d_3/f_3

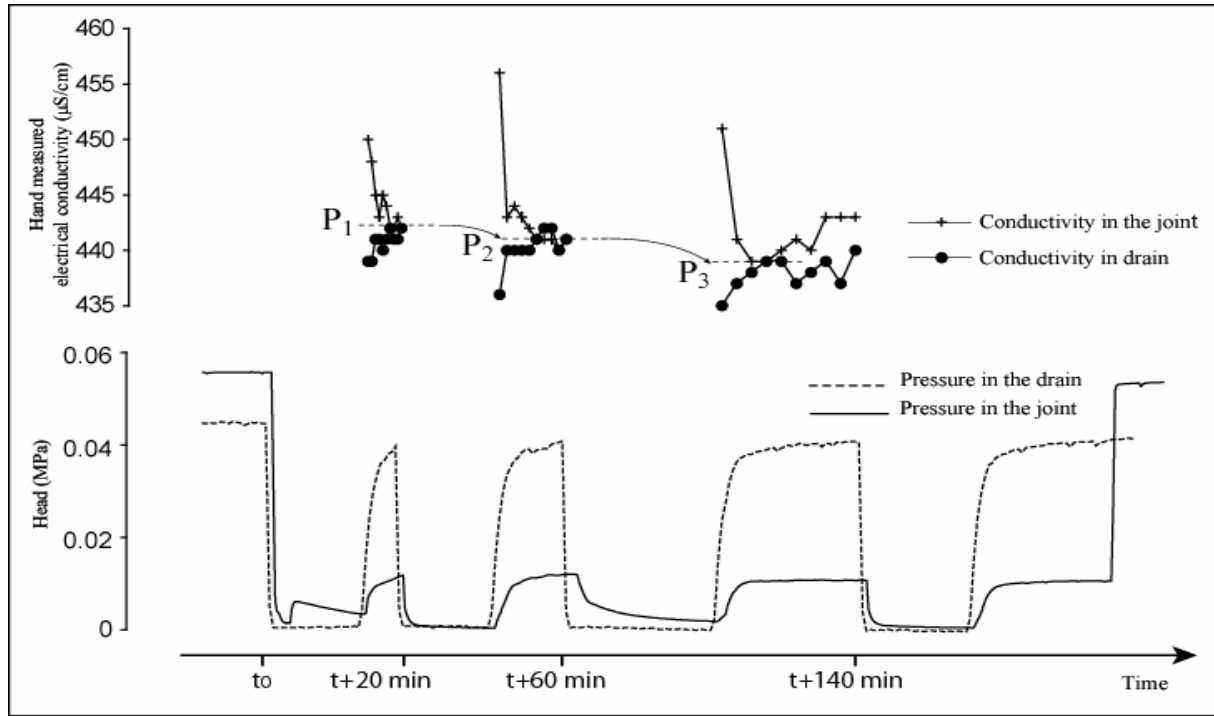


Figure 9: Electrical conductivity evolution at the outlet of S_2 and F_3 during refilling phases.

P_1 : conductivity stabilisation point in the joint and the drain for f_1 . P_2 : conductivity stabilisation point in the joint and the drain for f_2 . P_3 : conductivity stabilisation point in the joint and the drain for f_3

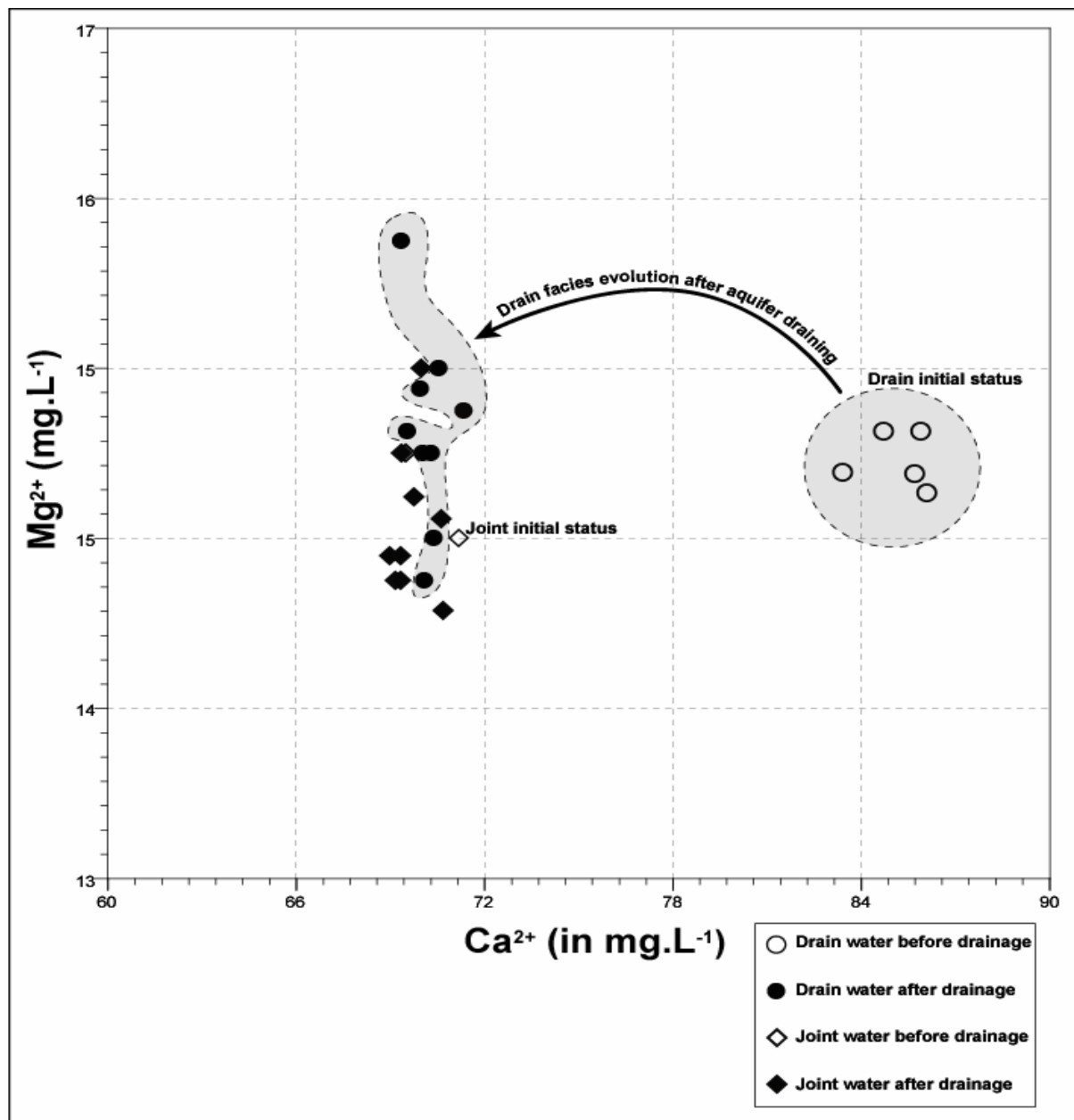


Figure 10: Concentration in Mg^{2+} and Ca^{2+} water sampled in drains and joints before d_0 and during f_1

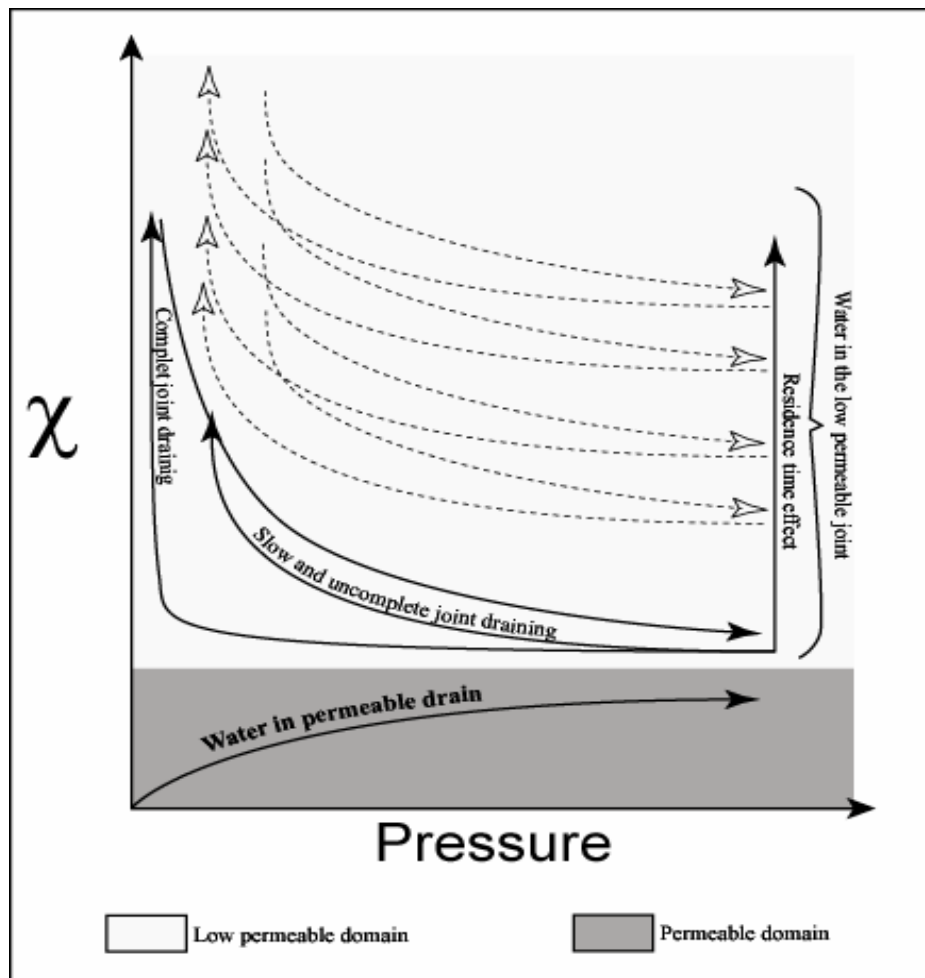


Figure 11: Conceptual model of conductivity the evolution in the joint, in function of head variations

Post-seismic permeability change in a shallow fractured aquifer following a M_L 5.1 earthquake (Fourbanne karst aquifer, Jura outermost thrust unit, eastern France)

A. Charmoille,¹ O. Fabbri,¹ J. Mudry,¹ Y. Guglielmi,² and C. Bertrand¹

Received 20 June 2005; revised 26 July 2005; accepted 18 August 2005; published 27 September 2005.

[1] Following a M_L 5.1 earthquake in eastern France, a post-seismic 12-day long electrical conductivity increase was recorded in the water discharging from a karst aquifer located 3 km from the epicentre. We attribute this to a permeability enhancement which allowed long-residence time water from low-permeability fractures located in the saturated zone to be expelled. The permeability enhancement shows that shallow aquifers can be significantly deformed for several days by moderate magnitude earthquakes.

Citation: Charmoille, A., O. Fabbri, J. Mudry, Y. Guglielmi, and C. Bertrand (2005), Post-seismic permeability change in a shallow fractured aquifer following a M_L 5.1 earthquake (Fourbanne karst aquifer, Jura outermost thrust unit, eastern France), *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18406, doi:10.1029/2005GL023859.

1. Introduction

[2] Hydrological responses to earthquakes mainly concern events of moment tensor magnitudes larger than 6 [Muir-Wood and King, 1993; Rojstaczer *et al.*, 1995; Wang *et al.*, 2004]. The pre-, co- and post-seismic responses to moderate magnitude (3 to 6) earthquakes reflect water motion from deep (>100 m), possibly hydrothermal, aquifers [Toutain *et al.*, 1997; Léonardi *et al.*, 1998; Favara *et al.*, 2001]. To explain post-seismic water releases in fractured aquifers, three models have been proposed: The fault valving model [Sibson, 1990] consists of a co-seismic rupture of an impervious barrier sealing an overpressured aquifer. Water release can also be the consequence of a permeability increase following co-seismic formation or reactivation of fractures [Rojstaczer *et al.*, 1995; Tokunaga, 1999] or as the result of co-seismic elastic strain release [Muir-Wood and King, 1993; Roeloffs *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2004].

[3] The aim of this contribution is to show that co- and post-seismic strain can be detected by groundwater chemical monitoring. This objective is achieved by analysing the effects of a small magnitude earthquake (M_L 5.1, <http://renass.u-strasbg.fr>) on a shallow aquifer not connected to deep aquifers. The earthquake occurred on 23/02/04 at 20 km NE of the city of Besançon, eastern France, in a low seismicity zone (Figure 1). Epicenter location is 47.3°N–6.3°E. The observed post-seismic signal

consisted of a 12-day long groundwater electrical conductivity (EC) increase.

2. The Fourbanne Aquifer: Structure and Hydrogeology

[4] The Fourbanne aquifer consists of 70 m thick Middle Jurassic fractured and karstified permeable limestones which overly 100 m thick Lower Jurassic impervious marls. The aquifer is bounded by two thrust faults: the Ognon thrust and the Doubs thrust (Figure 1) and its recharge area is 37 km². The Fourbanne spring which is the sole discharge location of the aquifer is located near the Doubs thrust at 3 km from the earthquake epicenter. A geometric construction based on the epicenter location, the focal depth, and the available focal solutions (<http://renass.u-strasbg.fr>) shows that the earthquake fault might merge with the Ognon thrust fault which bounds the Fourbanne aquifer to the NW (Figure 1).

[5] For three years, elevation, temperature and EC of water in an underground stream have been recorded every 15 mn by pressure gages at two points of the Fourbanne aquifer. The first point (Fontenotte station, Figure 1) is located in a natural karst conduit 30 m below the Earth surface, in the vadose zone, at the low-water level of the saturated zone (SZ), and was chosen to measure the recharge to the SZ. A few meters downstream of this measurement point, the conduit enters the SZ. The second monitoring point is located at the discharge location of the SZ (Fourbanne spring, Figure 1) and was chosen to characterize both infiltration and SZ transient effect on the physical parameters at the Fourbanne discharge location. Geological cross-sections show that the lower boundary of the aquifer (top of impervious marls) is 50 m lower at Fourbanne than at Fontenotte. It ensues that the thickness of the SZ downstream of Fontenotte is larger than at Fontenotte station or upstream of it.

[6] The response of the Fourbanne aquifer to hydro-meteorological fluctuations is typical of a double-permeability carbonate aquifer, with highly permeable karstified fractures characterized by centimetric to metric apertures, and low-permeability (LP) fractures, with apertures less than one millimetre [Guglielmi and Mudry, 2001]. This permeability heterogeneity influences residence time of water and water/rock interactions. In karst aquifers, water EC depends mainly on the HCO_3^- concentration. Waters flowing from the LP fractures, inside which water has a long residence time, are characterized by high EC values (resulting from HCO_3^- content increase) and high Mg^{2+} concentrations, according to the slow dissolution kinetics of dolomite [Celle-jeanton *et al.*, 2003]. Thus, an increase in

¹Laboratoire de Géosciences, EA 2642, Université de Franche-Comté, Besançon, France.

²UMR 6526, CNRS/UNSA, Valbonne, France.

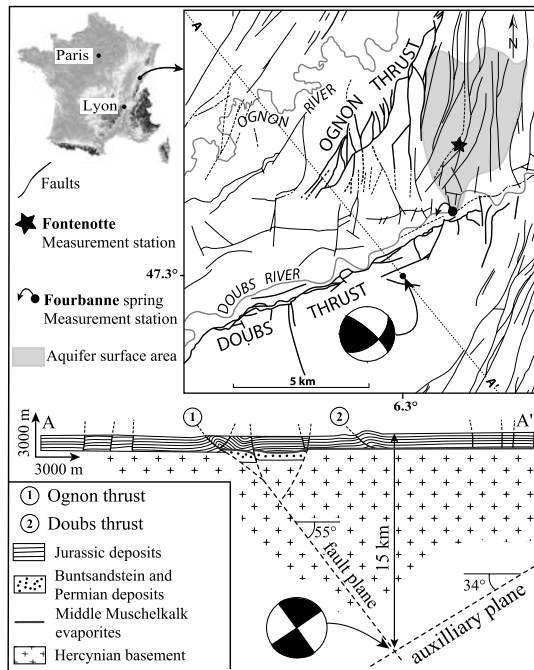


Figure 1. Geological setting of the study area.

Mg^{2+} concentration or EC of the Fourbanne spring water reflects the outflow of a long residence time water. The Fourbanne spring flowrate (Q_S) is due partly to water coming from LP fractures (Q_L) and partly to water coming from permeable fractures (Q_P):

$$Q_S = Q_P + Q_L \quad (1)$$

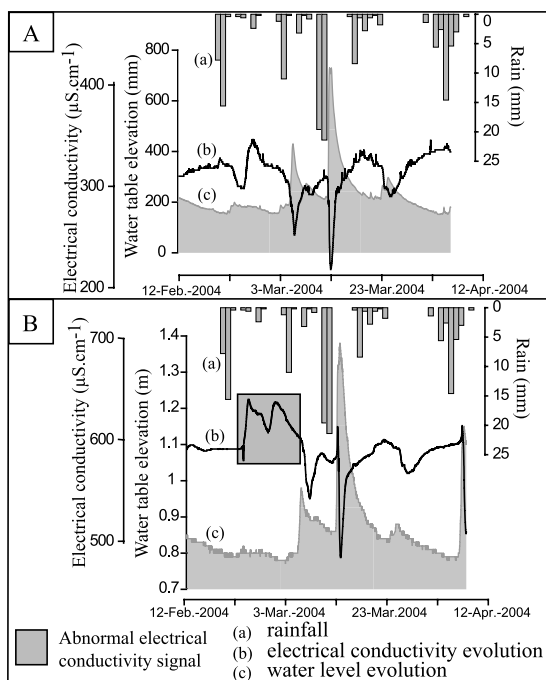


Figure 2. (a) Water table, rainfall, and EC records at Fontenotte station (vadose zone). (b) Water table, rainfall, and EC and records at Fourbanne station (saturated zone).

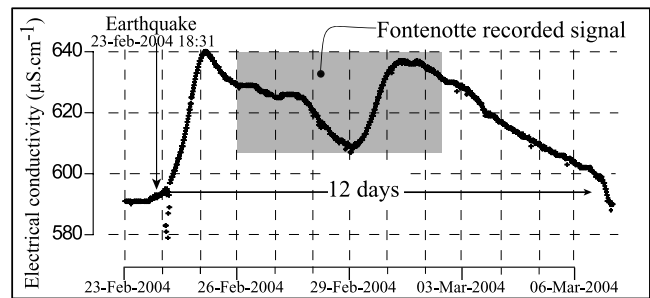


Figure 3. Detail of the post-seismic EC variations versus time.

Proportions depend on the hydro-meteorological conditions. During a low-water period, the water EC and the Mg^{2+} and HCO_3^- concentrations measured at the Fourbanne spring increase. This reflects a relative increase of the LP fractures contribution to the SZ.

3. Post-Seismic Anomalous Electrical Conductivity

[7] At the Fontenotte station (Figure 2a), during the 12/02/04–01/03/04 time interval, the measurement device recorded infiltration transient induced by snowmelt and rain (7.8 ± 0.1 mm on the 21/02/04 and 15.6 ± 0.1 mm on the 22/02/04). The dilution produced by this recharge began on the 23/02/04 and was suddenly interrupted, as shown by the EC increase of $42 \mu\text{S}/\text{cm} \pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$, which lasted until the 26/02/04. At the Fourbanne station (Figures 2b and 3), during the same time interval, a significant increase of the water mineralization was recorded and reached $640 \pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$. It occurred seven hours after the earthquake and lasted for 12 days. This signal can be divided in three parts (Figure 3): a EC increase of $3 \pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$ per hour for twelve hours, followed from the 26/02/04 to the 03/03/04 by a dilution and an EC increase which occurred coevally with the EC signal recorded at the Fontenotte station, and a slow return to the initial value until the end of the signal (Figure 3). During this period, the water table fluctuated only by a few centimetres and it is not possible to differentiate the earthquake effect from the 21/02 and 22/02 infiltration effects (Figure 2b). The water temperature at the Fourbanne spring did not show any variation.

4. Hydrogeological Significance of the Post-Seismic Signal

[8] After the 23/02/04 earthquake, the EC at the Fourbanne spring increased by $50 \mu\text{S}/\text{cm}$, and returned to its pre-earthquake value 12 days later. In normal hydrologic conditions, the EC time history at Fourbanne reflects, with some delay and some distortion, the EC history at Fontenotte. But after the earthquake, the two records differed significantly. The passage of water across the SZ induced an abnormal increase of the EC (detected at Fourbanne), reflecting a mineralization excess which cannot be explained by classical hydrogeological interpretations. Indeed, at Fourbanne, significant and durable EC increases cannot be accounted for by rainfall or snowmelt. Similarly,

Table 1. Calculation of the Water Excess Outflow From Low-Permeability Fractures

	Volume, m ³	Error, %
(V _S) total outflow	30.10 ³	±5
water volume at spring (12 days after earthquake)		
(V _L)	18.10 ³	±20
(V _{LTH})	13.8.10 ³	±5
(V _{EX})	4.3.10 ³	±25
Minimum affected saturated rock	6.1.10 ⁵	±25

the arrival of deep waters can be ruled out because of the lack of any temperature increase. The earthquake thus appears to have caused a mobilisation, in the SZ, of water with a long-residence time. The same phenomenon can be invoked to explain the 42 μS/cm EC increase recorded at Fontenotte. However, the EC increase as well as the duration are smaller. These contrasts are likely due to the fact that, at the level of the measuring point, the conduit lies in the vadose zone overlying a thin SZ whose contribution to the underground stream alimentation is weak. By using the following flux equations, water excess volume originating in the saturated LP fractures can be quantified:

$$Q_L = Q_S \times [(X_S - X_P)/(X_L - X_P)] \quad (2)$$

$$Q_P = Q_S \times [(X_L - X_S)/(X_L - X_P)] \quad (3)$$

where X_S , X_P and X_L represent respectively the water EC at the spring, in highly permeable fractures, and in low permeability fractures. The flowrate (Q_S) at the spring during the earthquake is 30 l/s. It remained constant, as indicated by the negligible variations of the water level during the period considered. An average value of 700 μS/cm deduced from previous field experiments, is assigned to X_L . The 400 μS/cm value of X_P is the average of the EC measured in the underground river flowing in the unsaturated zone.

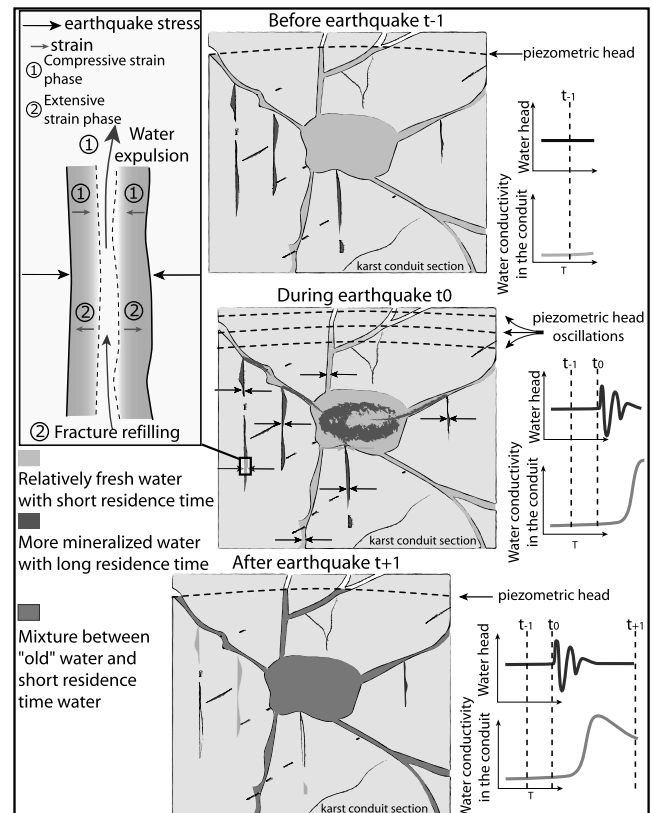
[9] Equations (2) and (3) give instantaneous flowrates Q_L and Q_P . Integration through time of Q_L and Q_P give the respective volumes of the waters flowing out from the LP fractures (V_L) and the permeable fractures (V_P) during the considered 12 days (Table 1). The subtraction of the theoretical volumes (V_{LTH}) of water coming from the LP fractures, and which would have flowed at the spring without any earthquake, from the previously calculated volume of water flowing from the LP fractures (V_L) gives an excess of water volume (V_{EX}) of 4.3.10³ m³ which flowed during the 12 days of EC increase (Table 1). Waters are oversaturated in HCO₃⁻ and Ca²⁺ with respect to calcite, so precipitation of this mineral can occur. The calculated volume of the water excess is thus underestimated. With an effective porosity of a karst aquifer comprised between 0.7% and 1% [Jeannin and Grasso, 1995], the corresponding saturated rock volume can be estimated at 6.1.10⁵ m³ (Table 1).

5. Discussion of the Possible Mechanisms

[10] The earthquake seismic waves induced an elastic deformation of the Earth surface, as testified by records of a

seismometer located 24 km far from Fourbanne. Deformation values recorded in the N-S, E-W and Z directions are comprised between 0.1 and 0.4 mm (<http://geoazur.unice.fr>). The LP fracture hydraulic apertures are of the same order of magnitude as the co-seismic deformation. Therefore, the deformation of the LP fracture planes could be the cause of permeability variations. In contrast, the effect of the co-seismic deformation will go undetected when affecting the permeable fractures with centimetric to metric apertures.

[11] Gaffet et al. [2003] showed a water flow acceleration following an earthquake whose epicenter was located 6250 km far away. This flow acceleration was detected by magnetic measurements in a low-noise laboratory located underground in a karst aquifer. This shows that, despite large distances between the epicenter and the aquifer, the seismic waves can induce flow changes by a transient deformation of the aquifer. Similarly, Husen et al. [2004] demonstrated that geyser frequencies can be deteriorated by large-magnitude earthquakes at distances larger than 3000 km. The Fourbanne aquifer is close to the epicenter, so seismic waves can induce flow changes in the Fourbanne aquifer. Figure 4 gives an explanation of the formation of the post-seismic signal after the propagation of the seismic wave. Before the earthquake, the water level and the EC are constant in the karst conduit. Water which flows in the karst conduits is less mineralized than water contained in LP fractures (Figure 4). During the earthquake, the seismic waves induce an oscillation of the water table. This oscillation could not be recorded because

**Figure 4.** Model of the effect of a seismic wave on a karst aquifer.

of a too loose measurement rate. The stresses acting on the rock mass will cause an elastic deformation of fracture planes. "Old water" contained in LP fractures is expelled. This induces an EC increase in the permeable conduits. Due to the saturated status of this part of the aquifer, expelled water is immediately replaced by new, less mineralized, water. After the waves have crossed the aquifer, the water table returns to its initial level. Then the water volume which flows in the conduit is a mixture between a larger part of "old water" than before the earthquake and water coming from the permeable area (Figure 4).

[12] However, permeability changes caused by elastic fracture deformation linked with the propagation of the seismic waves are typically a short-lived mechanism. In consequence, arrival at the spring of expelled water will not last for more than 48 hours, due to the hydraulic characteristics of the Fourbanne aquifer, as determined by several tracing tests. This does not agree with the 12-day duration of the post-seismic signal, which requires a durable permeability change. The passage of the seismic waves could have indirectly contributed to a several-day long permeability change by inducing the formation of new fractures which would have enhanced the permeability of LP fractures [Rojstaczer *et al.*, 1995]. Such a scenario, which requires that the new fractures form a connected network, can be ruled out in the present case. Indeed, the Besançon earthquake did not cause any surface rupture. Moreover, the distance between the hypocentre and the karst area is 17 km. At such a distance, the deformation induced by a M_L 5.1 earthquake remains in the elastic domain during the seismic wave passage [Kennett, 1983]. Fracture formation is restricted to the hypocentral area, that is in a volume of about 1 km³ centered on the hypocenter [Scholz, 2002]. Fault valving by breach of the impervious Jurassic marls [Sibson, 1990] can be discarded: Indeed, the marl layers are too remote from the hypocenter. Moreover, the EC increase would have been far more important than what is observed, given the existence of salt or gypsum deposits below the marls.

[13] Muir-Wood and King [1993] showed that the coseismic elastic strain model can explain various post-seismic hydrological signatures. They suggested that, depending on their attitudes, pre-existing fractures will open or close in response to strain associated with the earthquake cycle. This scenario can be applied to the Fourbanne aquifer. During the interseismic period, water is stored in the LP fractures. At the time of the earthquake, the water flows out by permeability enhancement of LP fractures caused by strain release, until the strain is totally released. It should be underlined that the eventual return of the EC to its pre-earthquake value does not imply that the permeability of the LP fractures has returned to its pre-earthquake value. Indeed "old water" could have been replaced by new, poorly mineralized, water. The coseismic elastic strain model explains well the fact that the EC variation lasts for more than 12 days. Unlike the Muir-Wood and King [1993] model, deep waters do not play any role in the present case because of an impervious lower boundary of the aquifer. If this model can be applied to the Fourbanne aquifer, it follows that the minimum theoretical volume of crust affected by this permanent strain is about 250 km³, given the distance hypocenter-aquifer and the surface area

of the aquifer. This estimate falls within the range value of 10²–10³ km³ proposed by Muir-Wood and King [1993].

6. Conclusion

[14] Following the 23/02/04 Besançon earthquake, a post-seismic mineralization increase was detected in the water flowing out of the Fourbanne aquifer. This chemical variation is interpreted as the result of a permeability enhancement of a set of low-permeability fractures which yielded a minimum water volume excess of 4300 m³ for 12 days. This shows that a moderate magnitude earthquake can have detectable effects in a near-surface aquifer and confirms the Muir-Wood and King [1993] hypothesis that "even small events should modify hydrogeological conditions". Despite the large distance between the aquifer and the hypocenter, the coseismic strain model explains well the recorded signal, according to the hydraulic characteristics of the Fourbanne karst aquifer. The record of groundwater electrical conductivity is a very sensitive tool, even in low seismicity areas. Without this parameter, no post-seismic signal would have been detected at the Fourbanne spring. In the absence of large water volume release, water chemical characteristics improve the detection threshold of post-seismic strain. As suggested by Wang *et al.* [2004], physical and chemical monitoring can provide reliable data to check the validity of models currently proposed to explain large water releases following earthquakes.

[15] **Acknowledgment.** Dr. Mettetal of the DIREN Franche-Comté provided financial support for the study.

References

- Celle-Jeanton, H., C. Emblanch, J. Mudry, and A. Charmoille (2003), Contribution of time tracers (Mg^{2+} , TOC, $\delta^{13}C_{TDIC}$, NO_3^-) to understand the role of the unsaturated zone: A case study-Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1322, doi:10.1029/2002GL016781.
- Favara, R., F. Grassa, S. Inguaggiato, and M. Valenza (2001), Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: Earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily), *Appl. Geochem.*, **16**, 1–17.
- Gaffet, S., Y. Guglielmi, J. Virieux, G. Waysand, A. Chawala, R. Stolz, C. Emblanch, M. Auguste, D. Boyer, and A. Cavaillou (2003), Simultaneous seismic and magnetic measurements in Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) of Rustrel, France, during the 2001 January Indian earthquake, *Geophys. J. Int.*, **155**, 981–990.
- Guglielmi, Y., and J. Mudry (2001), Quantitative measurement of channel-block hydraulic interaction by experimental saturation of a large, natural, fissured rock mass, *Groundwater*, **39**, 696–701.
- Husen, S., R. Taylor, R. B. Smith, and H. Healsler (2004), Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone Park produced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake, Alaska, *Geology*, **32**, 537–540.
- Jeannin, P., and A. D. Grasso (1995), Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst, *Bull. Hydrogeol.*, **14**, 95–111.
- Kennett, B. L. N. (1983), *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, 339 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Léonardi, V., F. Arthaud, A. Tovmassian, and A. S. Karakhanian (1998), Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): Attempt of a typology of seismically induced piezometric anomalies, *Tectonophysics*, **273**, 293–316.
- Muir-Wood, R., and G. King (1993), Hydrological signatures of earthquake strain, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22,035–22,068.
- Roeloffs, E., M. Sneed, D. L. Galloway, M. L. Sorey, C. D. Farrar, J. F. Howle, and J. Hughes (2003), Water-level changes induced by local and distant earthquakes at Long Valley caldera, California, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **127**, 269–303.

- Rojstaczer, S., S. Wolf, and R. Michel (1995), Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes, *Nature*, 373, 237–239.
- Scholz, C. H. (2002), *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd ed., 496 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Sibson, R. H. (1990), Rupture nucleation on unfavourably oriented faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1580–1604.
- Tokunaga, T. (1999), Modeling of earthquake-induced hydrological changes and possible permeability enhancement due to the 17 January 1995 Kobe Earthquake, Japan, *J. Hydrol.*, 223, 221–229.
- Toutain, J. P., M. Munoz, F. Poitrasson, and A. C. Lienard (1997), Spring-water chloride ion anomaly prior to a $M_L = 5.2$ Pyrenean earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 149, 113–119.
- Wang, C. Y., C. H. Wang, and M. Manga (2004), Coseismic release of water from mountains: Evidence from the 1999 ($M_w = 7.5$) Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Geology*, 32, 769–772.

C. Bertrand, A. Charmoille, O. Fabbri, and J. Mudry, Laboratoire de Géosciences, EA 2642, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, F-25030 Besançon, France. (arnaud.charmoille@univ-fcomte.fr)

Y. Guglielmi, UMR 6526, CNRS/UNSA, 250 rue A. Einstein, F-06560, Valbonne, France.

Résumé :

L'approche pluri-scalaire des aquifères karstiques développée au cours de cette étude est basée sur des mesures hydrauliques, hydrochimiques et de déformation réalisées *in situ* sur deux sites expérimentaux.

Dans un premier temps, des investigations ont été menées à l'échelle de la fracture ou du groupe de fractures, sur le site de Coaraze (Alpes Méridionales, France). Durant une seconde phase, l'aquifère karstique a été abordé dans son ensemble. Le site choisi est l'aquifère de la source de Fourbanne (avant-pays jurassien). Ce site a été instrumenté de manière à étudier le comportement des volumes d'eau infiltrés en surface, lors de leur traversée de la zone non-saturée puis de la zone saturée.

Un contraste entre la signature hydrogéochimique des discontinuités perméables et celle des discontinuités peu perméables a été mis en évidence à l'échelle d'un groupe de discontinuités rocheuses, ainsi qu'une sensibilité hydraulique accrue des discontinuités peu perméables *vis-à-vis* de la déformation. La prise en compte du travail réalisé à l'échelle de la fracture ou du groupe de fractures dans l'étude de l'aquifère karstique dans sa globalité a permis d'établir un modèle conceptuel du transfert des éléments anthropiques à travers l'aquifère. De plus, il apparaît qu'une analyse fine du signal chimique drainé par la source permet de reconstituer les relations hydrauliques existant entre les volumes peu perméables et le conduit au sein de la zone noyée. Enfin, les mécanismes mis précédemment en évidence à plusieurs échelles permettent d'interpréter une réponse hydrochimique post-sismique enregistrée à la suite d'un séisme.

Mots-clés : Hydrochimie, karst, contraste de perméabilité, déformation, signal post-sismique, transfert des nitrates.

Abstract :

The multi-scale study of karst aquifers achieved during this work is based on hydraulic, hydrochemical and deformation *in situ* measurements carried out on two experimental sites.

Firstly, investigations were done at the fracture scale and at the fracture group scale (metric scale) on the Coaraze site (Southern French Alps). Secondly, a karst aquifer was studied at the kilometric scale. The selected site is the Fourbanne spring aquifer (Jura foreland, France). This site was monitored in order to study the behaviour of the underground water at the time of its crossing of the unsaturated and saturated zones.

A contrast between the hydrogeochemical signature of permeable discontinuities and that of low-permeability discontinuities was highlighted at the metric scale, as well as the high hydraulic sensitivity of low-permeability discontinuities to the deformation process. The integration of the work completed at the scale of the fracture or the group of fractures in the study of the karst aquifer allows to establish a conceptual model of the transfer of anthropogenic elements through the aquifer. Moreover, it appears that an analysis of the chemical signal of water expelled at karst springs allows to reconstruct the hydraulic relationships between low-permeability volumes and conduit within the saturated zone. Lastly, the mechanisms previously highlighted at several scales enabled us to interpret a post-seismic hydrochemical signal.

Keywords : Hydrochemistry, karst, permeability contrast, deformation, post-seismic signal, nitrate transfer.